

CONODONTOS ORDOVÍCICOS DEL NOROESTE DE ESPAÑA. APLICACIÓN AL MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA REGIÓN LÍMITROFE ENTRE LAS ZONAS ASTUROCCIDENTAL-LEONESA Y CENTROIBÉRICA DURANTE EL ORDOVÍCICO SUPERIOR

G.N. Sarmiento¹, J.C. Gutiérrez-Marco¹ y M. Robardet²

¹ Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040 Madrid. <villasar@mx4.redestb.es> <jcgrapo@eucmax.sim.ucm.es>

² Laboratoire de Paléontologie, Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, Bâtiment 15, 35042 Rennes Cedex, France. <Michel.Robardet@univ-rennes1.fr>

Resumen: Se presentan las asociaciones de conodontos ordovícicos registradas en las «calizas del Trigal» de la Formación Casaio, en la Formación La Aquiana y en los cantos calcáreos englobados en la Formación Rozadais, pertenecientes a afloramientos del sinclinorio de Truchas (norte de la Zona Centroibérica) y del sinclinal del Caurel-Peñalba (sur de la Zona Asturoccidental-leonesa). Las formas identificadas son *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl), *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, *Amorphognathus* sp., *Sagittodontina robusta* Knüpfer, *Sagittodontina?* sp., *Icriodella* sp. y *Hamarodus europaeus* (Serpagli), que corresponden a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* del Ashgill y se describen e ilustran en el apartado sistemático. En función de estos datos y sus circunstancias estratigráficas, se propone una correlación general de las unidades del Ordovícico Superior de la región, presentándose un nuevo modelo que armoniza el marco geotectónico local con los eventos globales del Ashgill comunes a la región nord-gondwaniense. En este sentido, se considera un influjo glaciomarino para la Formación Rozadais (Hirnantense), cuyo depósito no sería coetáneo con las unidades calcáreas pre-Hirnantenses (Trigal y La Aquiana).

Palabras clave: Conodontos, bioestratigrafía, Ordovícico, Ashgill, Zona Centroibérica, Macizo Hespérico, España.

Abstract: New palaeontological data from Upper Ordovician formations of NW Spain (Caurel-Peñalba and Truchas synclines) are documented. The «Trigal limestones» of the Casaio Formation, the La Aquiana Formation and calcareous pebbles of the Rozadais Formation have yielded conodont assemblages indicating the Ashgillian *Amorphognathus ordovicicus* Biozone. *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl), *Amorphognathus ordovicicus* Branson & Mehl, *Amorphognathus* sp., *Sagittodontina robusta* Knüpfer, *Sagittodontina?* sp., *Icriodella* sp. and *Hamarodus europaeus* (Serpagli) have been identified and described. Stratigraphic correlations between the different structural units are discussed, as well as the regional context of the Upper Ordovician sedimentation. According to a new model which conciliates the local geotectonic setting with the global paleoclimatic events, the Rozadais Formation underwent a glaciomarine influence during the Hirnantian, and is clearly younger in age than other Ashgill units which consist or include pre-Hirnantian limestones (La Aquiana and Casaio formations).

Key words: Conodonts, biostratigraphy, Ordovician, Ashgill, Central Iberian Zone, Hesperian Massif, Spain.

Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Robardet, M. (1999): Conodontos ordovícicos del noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 477-500

En el conjunto del noroeste de España, las unidades calcáreas ordovícicas están prácticamente restringidas a la Formación Caliza de La Aquiana del límite galaico-leonés, representada en el núcleo del sinclinal del Caurel-Peñalba y en el flanco nororiental del sinclinal del Sil. En esta región, la Formación La Aquiana aflora en forma discontinua, pero alcanza en ocasiones los

mayores espesores conocidos de todas las calizas ordovícicas presentes en la Península Ibérica. La edad de la formación ha sido muy discutida, debido a la falta de fósiles identificables con interés bioestratigráfico, si bien recientemente Gutiérrez-Marco *et al.* (1996b) refieren una asociación de equinodermos del Ashgill, comparable a la registrada en otras calizas pre-

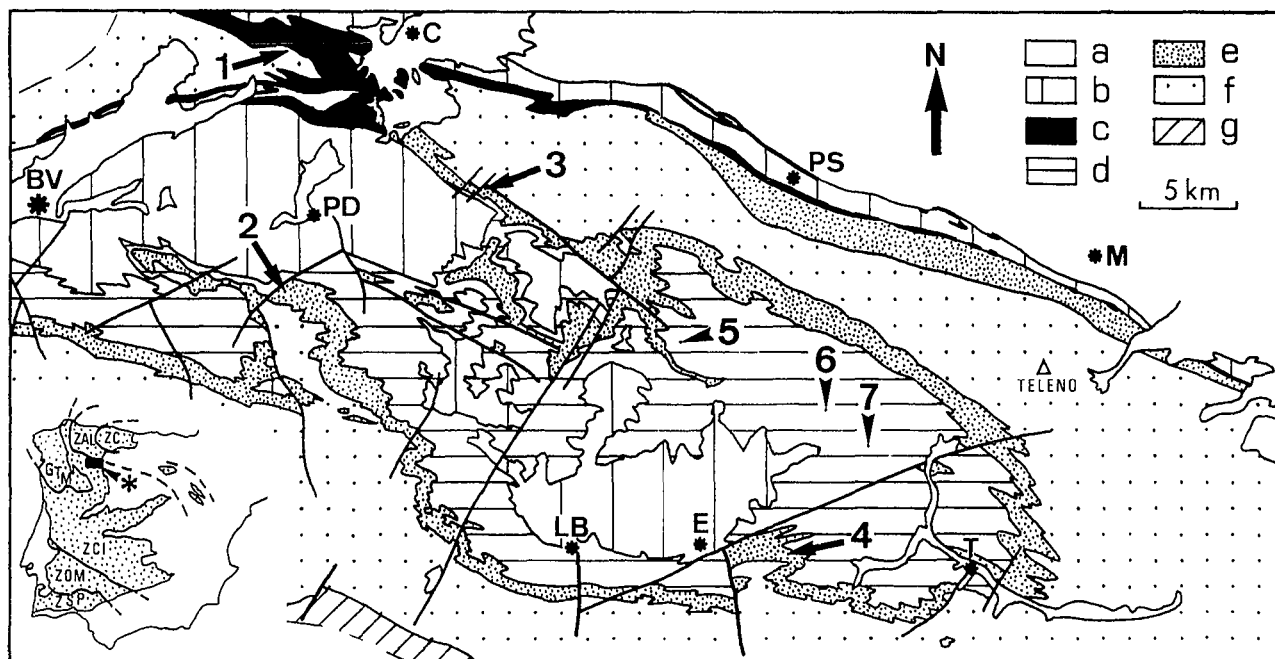


Figura 1.- Localidades con conodontos ordovícicos en los sinclinorios de Truchas y Caurel-Peñalba (provincias de Ourense y León). En el esquema de la Península Ibérica, se indica la situación del área (marcada con asterisco) en el Macizo Hespérico (ZC, Zona Cantábrica; ZAL, Zona Asturoccidental-leonesa; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona Galaico-trasmontana; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZSP, Zona Sudportuguesa). En el esquema cartográfico se señalan los puntos fosilíferos siguientes: 1, RN-X; 2, CD-I; 3, PDF-I; 4, TR-XX; 5, CCB-III; 6, CCB-II; 7, CCB-I. Leyenda: a, materiales neógeno-cuaternarios; b, Fm. Losadilla y rocas silúrico-devónicas; c, Caliza de La Aquiana, d, Fm. Rozadais; e, Fm. Casaio; f, Ordovícico Inferior y Medio (=Serie de los Cabos y Fm. Luarca); g, «Olla de Sapo». Las letras en el esquema aluden a las siguientes poblaciones: BV, O Barco de Valdeorras; C, Carucedo; E, Encinedo; LB, La Baña; M, Molinaferrera; PD, Puente de Domingo Flórez; PS, Peñalba de Santiago; T, Truchas. Triángulo, vértice Teleno (2165 m). Cartografía adaptada de Hacar Rodríguez (1990), con nomenclatura modificada para algunas unidades litoestratigráficas.

Hirnantenses de la Cordillera Ibérica, Zona Cantábrica y Zona Centroibérica.

La primera cita de conodontos ordovícicos en el noroeste de España no procede sin embargo de la Formación La Aquiana, sino de los cantos calcáreos englobados en la Formación Rozadais del flanco norte del sinclinorio de Truchas (León). Sarmiento *et al.* (1992) citan en ellos la presencia de cinco formas del Ashgill pertenecientes a otros tantos géneros; las informaciones derivadas del Índice de Alteración del Color (CAI) de este mismo material paleontológico fueron precisadas más tarde (Sarmiento *et al.*, 1995, 1999) como ejemplo local de aplicación del método, entre otras localidades con conodontos ordovícicos del Macizo Hespérico y Cataluña.

El propósito de este artículo es dar cuenta detallada de las asociaciones de conodontos presentes en localidades concretas de los sinclinales del Caurel-Peñalba y de Truchas (Fig. 1), y de su aplicación bioestratigráfica y paleobiogeográfica al conocimiento de las tres unidades en las que se inscriben, de las cuales se examina también su correlación y problemática (Fig. 2). El Ordovícico del noroeste de España incluye además otros raros materiales calcáreos descritos en la Zona Cantábrica, como son los horizontes y nódulos dolomíticos de la Formación Luarca en la costa asturiana (Julivert y Truyols, 1972; Montesinos López, 1981a, 1981b) y las «calizas de Portilla de Luna» del norte de

León (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996a). Sin embargo, ninguno de estos puntos ha proporcionado hasta la fecha conodontos, pese a las búsquedas efectuadas por los presentes autores, y por ello quedan fuera del ámbito de este estudio.

Marco geológico de los yacimientos estudiados

Los sinclinales del Caurel-Peñalba y de Truchas se sitúan en la zona limítrofe entre las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica del Macizo Hespérico (Fig. 1). Si bien al principio se les ubicó en diferentes dominios del margen meridional de la primera de estas zonas (dominios del Manto de Mondoñedo-Peñalba y Truchas, para Pérez-Estaún, 1978; dominios del Caurel-Peñalba y Sil-Truchas, para Martínez Catalán, 1985), la revisión moderna del límite paleoestructural y paleogeográfico entre ambas divisiones (Martínez Catalán *et al.*, 1992) favorece su consideración mayoritaria como margen norte de la Zona Centroibérica, donde se situarían los afloramientos fosilíferos aquí estudiados en el sinclinal del Caurel-Peñalba y sinclinorio de Truchas (Fig. 1).

Sinclinal del Caurel-Peñalba

Constituye una estructura compleja, por su coincidencia en el Ordovícico y Silúrico con una zona de fallas activas durante la sedimentación, que condicionó la

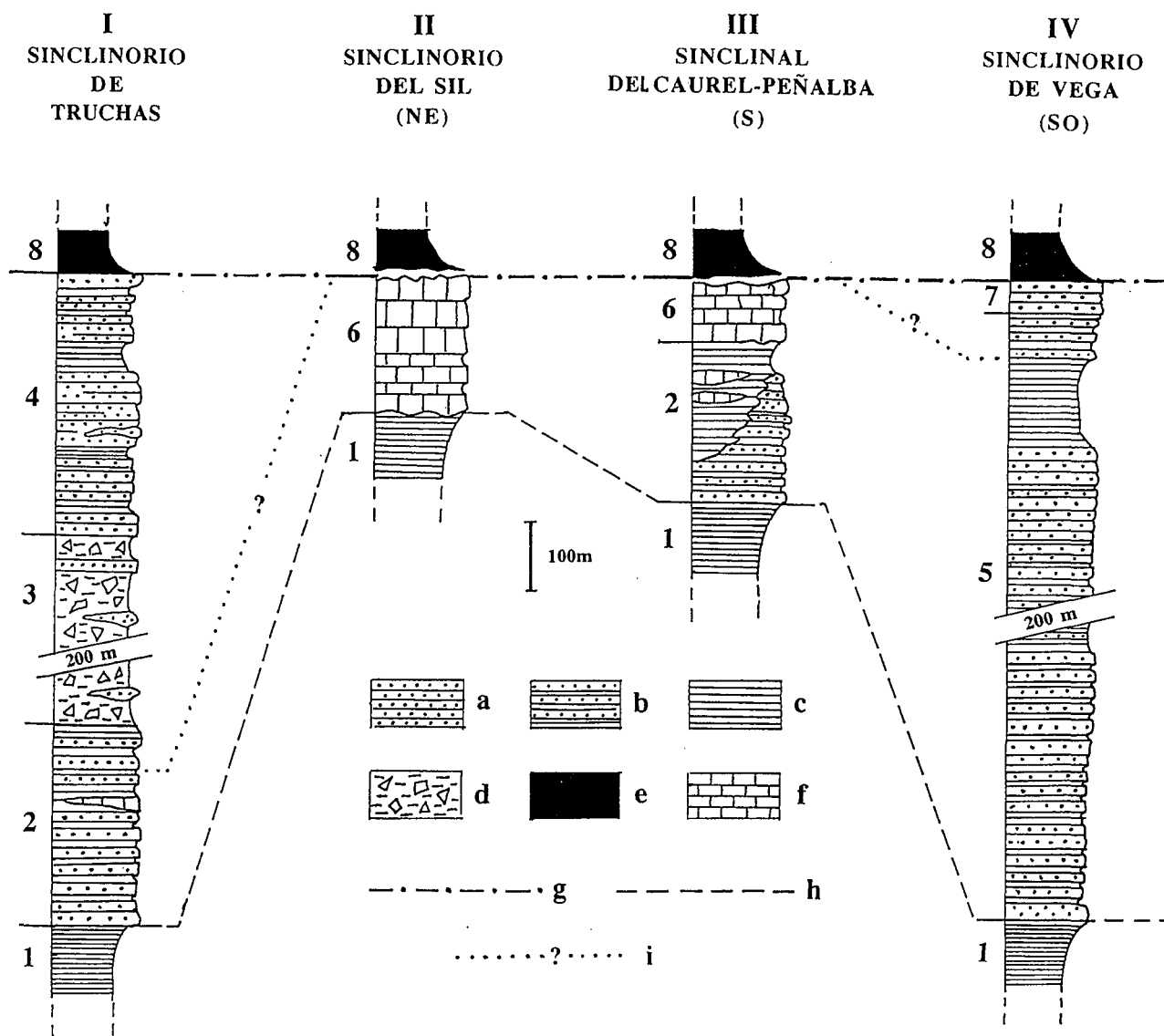


Figura 2.- Columnas estratigráficas del Ordovícico Superior en las diferentes estructuras mencionadas en el texto. Unidades litoestratigráficas: 1, Formación Luarca; 2, Fm. Casaio; 3, Fm. Rozadais; 4, Fm. Losadilla; 5, Fm. Agüeira; 6, Fm. La Aquiana; 7, Cuarcita de Vega (diferenciada en la parte superior de la Fm. Agüeira); 8, sapropelitas negras del Silúrico. Litologías y correlaciones: a, areniscas y cuarcitas; b, alternancias de cuarcitas y pizarras; c, pizarras; d, depósitos glaciomarinicos; e, sapropelitas negras; f, calizas; g, base del Silúrico; h, límite superior de la Fm. Luarca; i, posición aproximada del límite Rawtheyense-Hirnantense (ver figura 4). Los perfiles I-III corresponden a la Zona Centroibérica septentrional; la columna IV, al Dominio del Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa.

acumulación de importantes espesores de calizas de La Aquiana (Fig. 1) en un *semi-graben* formado en el área de su actual flanco sur y, en menor medida, también en el flanco septentrional del anticlinorio del Teleno (Martínez Catalán *et al.*, 1992).

La **Formación La Aquiana** (Ordovícico Superior) se apoya disconforme a paraconforme sobre distintos términos de la sucesión ordovícica, generalmente las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio) pero también sobre el Grupo Los Cabos (Cámbrico-Ordovícico Inferior), o bien en continuidad aparente con la parte media de la Formación Casaio (Ordovícico Superior del flanco norte del anticlinorio del Teleno, confundida en algunas cartografías previas con el Grupo Los Cabos: Fig. 2). La unidad calcárea ha recibido diversas deno-

minaciones informales: «calizas de crinoides» (Hernández Sampelayo, 1935, 1942), «calizas de (la) Guiana» (Nollau, 1966, 1968, 1969; Hammann *et al.*, 1982), «calizas recifales y dolomías del Ashgill» o «calizas de la Peña Rubia» (Matte, 1968), «caliza (del) Ashgill» (Guillou, 1969, 1971), «calizas de La Aquiana» (Pérez Estaún, 1978), «formación de Peñarrubia» (Rabu, 1977; Zeitz y Nollau, 1984) o «formación Villamor» (Dozy, 1983a, 1983b), de las cuales la más utilizada es la que seguimos en este trabajo, unificada para todos sus afloramientos a partir de la publicación de la segunda serie MAGNA (Hojas nºs 156 a 158 y 190 a 192) entre los años 1981 y 1982. La Formación La Aquiana está constituida por calizas masivas de colores claros, por lo general muy recrystalizadas, cuya

potencia presenta grandes variaciones en distancias cortas a medias (hm a km), oscilando entre 0 y 250-300 m. Estas variaciones se interpretan en parte como un efecto de la tectónica sinsedimentaria, que favoreció la acumulación de grandes espesores de caliza en ciertas áreas, como por ejemplo al suroeste y oeste de Carucedo, en el área que enlaza las terminaciones periclinales de los anticlinales del Piornal y del Teleno (Fig. 1). Por otro lado, el adelgazamiento o ausencia de la caliza en otros sectores, se interpreta también como vinculado con un episodio erosivo pre-Silúrico, tal vez combinado en parte con el estiramiento tectónico de la unidad en sus afloramientos más surorientales, como por ejemplo ocurre en los alrededores de Molinaferrera (Fig. 1).

Desde el punto de vista paleontológico, los primeros datos acerca de la formación se deben a Hernández Sampelayo (1915), quien encontró artejos indeterminables de crinoideos en afloramientos de los Montes de Lózar y Sierra del Caurel. El mismo autor (Hernández Sampelayo, 1932, 1935, 1942) añade otros hallazgos de tabulados (*Favosites*?), braquiópodos y gasterópodos en el área, que le hacen considerar a la unidad como «siluriana superior», creyéndola suprayacente a las pizarras con graptolitos. Riemer (1963, 1966) cita, cerca de O Barco de Valdeorras, restos indeterminables de briozoos y equinodermos, y considera a la caliza como de una edad incierta dentro del rango Ordovícico terminal-Silúrico basal. La presencia de restos de crinoideos y briozoos, localmente abundantes, fue destacada por casi todos los autores posteriores, que no aportaron identificaciones paleontológicas relevantes para alcanzar una datación, excepto el presunto hallazgo de *Cyphotrypa acervulosa* Ulrich, mencionado por Apalategui *et al.* (1981). Por todo ello y hasta la década de 1980 inclusive, la Caliza de La Aquiana fue interpretada con dudas como ordovícica o silúrica, con una cierta tendencia hacia esta última posibilidad, fundamentada en la vinculación cartográfica de la unidad con las pizarras negras del Silúrico. Nollau (1966) fue el primer autor en considerar a la formación como Ordovícico Superior, «más probablemente Ashgillense», apoyándose en la correlación con calizas semejantes de otras regiones de España. Este criterio fue adoptado por Matte (1968) y otros autores extranjeros posteriores (por ejemplo, Guillou, 1969; Rabu, 1977; Dozy, 1983a), en tanto que los españoles continuaban reticentes a tal adscripción, en ausencia de una confirmación paleontológica. Abril Hurtado *et al.* (1982) aportan la datación más antigua, considerando la presencia de «celentéreos de probable edad Caradoc superior» en la parte baja de la unidad, no sustentada en datos concretos. Zeitz y Nollau (1984) atribuyen la formación al Caradoc-Ashgill, y la consideran un cambio lateral de facies correlacionable con la totalidad de la «Formación Agüeira» del sinclinorio de Truchas. En las síntesis estratigráficas de Hamman *et al.* (1982) y de Truyols y Julivert (1983), la unidad es atribuida al Ashgill.

Los primeros restos fósiles significativos identificados en la Caliza de La Aquiana, y que apoyan la tendencia actual a correlacionarla con las típicas calizas del Ashgill de otros muchos puntos del suroeste de Europa, son algunos morfotipos columnares de rombíferos hemicosmítidos y de crinoideos, tales como *Trigonocyclicus vajgatschensis* Yeltysheva y Stukalina, *Trilobocrinus* sp., *Cyclocharax paucicrenellatus* Le Menn, *Cyclocyclicus* sp. y *Conspetocrinus celticus* Le Menn. Las secciones de cistoideos son frecuentes en la caliza, tanto de diploporitos como de rombíferos. Los fósiles precedentes fueron citados por Gutiérrez-Marco *et al.* (1996b) y Gutiérrez-Marco y Rábano (1997) en numerosos afloramientos del sinclinal de Peñalba al sureste de Cobas, este del embalse de Peñarrubia, este de Paradel de Muces, este de Montes de Valdeza y en el paraje de El Morredero, al sur de San Cristóbal de Valdeza, localidades todas de la provincia de León. Además de pelmatozoos, son frecuentes los restos de grandes colonias de briozoos trepostomados masivos, hemiesféricos, sin duda los mismos que fueron confundidos por Hernández Sampelayo (1935, 1942) con corales o tabulados («*Favosites*?») en la sierra del Caurel, y que también abundan en otras unidades calcáreas y margosas del Ordovícico Superior en el Macizo Hespérico. La asociación de briozoos de la caliza sería, probablemente, mucho más diversa, y por nuestra parte añadimos la presencia de criptostomados bifoliales reticulados, junto a formas ramificadas de trepostomados y criptostomados, en otro afloramiento de la unidad situada en el km 440,100 de la carretera N-420.

En este trabajo se presenta la única localidad con conodontos identificables reconocida hasta el momento en la Formación La Aquiana. Se trata de un horizonte perteneciente a la parte inferior de la unidad, visible en el talud occidental del km 440,160 de la carretera N-120 (O Barco-Villafranca del Bierzo), formado por calizas gris claras intercaladas con bancos masivos de calizas marrones. Esta localidad (RN-X: Fig. 1, nº 1) corresponde a la zona de unión del sinclinal de Peñalba con la terminación periclinal del anticlinal de Piornal («depresión de Las Médulas»), y se sitúa en el término municipal de Rubiá (Orense), menos de 500 m al noroeste de Cobas, cerca de la salida sur del túnel del mismo nombre.

Sinclinorio de Truchas

En esta estructura (Fig. 1) la sucesión del Ordovícico Superior (Fig. 2, columna I) difiere notablemente de la del sinclinal del Caurel-Peñalba, habiendo sido descrita por Pérez-Estaún *et al.* (1980) y revisada por Barros Lorenzo (1989). El primero de estos trabajos retoma la idea original de Pérez-Estaún (1978) de asimilar la parte superior de la sucesión ordovícica, suprayacente a las Pizarras de Luarca, a la Formación Agüeira del dominio del Navia-Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa. Los estudios posteriores han mostrado que la sedimentación es sustancialmente distinta en este sector septentrional de la Zona

Centroibérica, no revistiendo características turbidíticas y presentando una neta diferenciación litoestratigráfica en la vertical, implicando unidades bien definidas, sin parangón con las de la cuenca del Alto Sil. Ello permite desestimar la correlación propuesta, a menos que se pretenda hacer extensivo el término «Formación Agüeira» a toda sucesión terrígena potente que suceda a las pizarras del Ordovícico Medio en el resto de la Zona Centroibérica, lo que a nuestro entender no está justificado. Pérez-Estaún *et al.* (1980) subdividían estos materiales del sinclinatorio de Truchas en tres unidades, con categoría de «miembros» informales (inferior, medio y superior) de la «Formación Agüeira» *sensu lato*, que han seguido utilizándose en estudios eminentemente cartográficos y estructurales (entre otros, Hacar Rodríguez, 1990 ó Martínez-Catalán *et al.*, 1992). Por su parte, Barros Lorenzo (1989) elevó formalmente el rango litoestratigráfico de cada uno de estos «miembros» al de formación, proponiendo unas denominaciones distintas, lo que parece más adecuado habida cuenta de las propias características sedimentológicas y litoestratigráficas de las unidades implicadas, a su mayor semejanza con sucesiones centroibéricas coetáneas, y a la singularidad paleogeográfica de esta región con respecto a cualquier otro sector meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa *s. s.* Además, la definición de estas formaciones se hizo acorde con recomendaciones básicas de la Guía Estratigráfica Internacional, siendo formales de pleno derecho al no existir otras propuestas válidas anteriores.

De acuerdo con la terminología litoestratigráfica introducida por Barros Lorenzo (1989), la **Formación Casaio** es la unidad que sucede directamente a las Pizarras de Luarca en el sinclinatorio de Truchas (= «miembro inferior de la Formación Agüeira» *s.l. auct.*). A grandes rasgos, está formada por un conjunto potente con predominio cuarcítico (60-100 m), que ocasionalmente intercala uno o dos tramos calcáreos lenticulares sucesivos, de apreciable continuidad lateral, conocidos informalmente como «calizas del Trigal» (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1988). Los únicos datos paleontológicos de la unidad provienen de estas calizas, donde Gutiérrez-Marco *et al.* (1988, 1996b) citan diversos pelmatozoos (*Cyclocharax paucicrenellatus*, *Trigonocyclicus cf. vajgatschensis*, *Cyclocyclicus sp.*, secciones tecales de cistoideos), que indican una asociación muy próxima a la documentada en la Formación La Aquiana. Las «calizas del Trigal» afloran de modo discontinuo en ambos flancos del sinclinatorio de Truchas, así como en un sector reducido del flanco norte del anticlinorio del Teleno, con una potencia variable entre 0 y 3 m. Se trata de calizas impuras, muy esquistosadas, algo metamorizadas y con horizontes brechificados. Desde el punto de vista estratigráfico, se intercalan hacia la parte media o media-alta de la Formación Casaio.

En este trabajo presentamos el primer hallazgo de conodontos en las «calizas del Trigal», efectuado en tres localidades distintas de ambos flancos del

sinclinatorio de Truchas (Fig. 1). La primera de ellas (CD-I) se sitúa en el km 11 de la carretera de Sobredo a Casaio, en su talud oriental, 600 m al sureste de Trigal (término de Carballeda, Orense: nº 2 en la Figura 1). La segunda localidad (PDF-I) se ubica al norte de un case-río existente a la altura del km 9,650 de la carretera local de Puente de Domingo Flórez a Silván, en el primer término municipal, en la margen derecha del río Cabrera a 100 m de su cauce (nº 3, Fig. 1). El último punto con conodontos (TR-XX), corresponde a una muestra (MR-92218) recogida por el Prof. E. Martínez García (Univ. de Oviedo) en el paraje de Las Canalinas, 8,5 km al oeste de Truchas (León: nº 4, Fig. 1), y procesada para conodontos por el Prof. P. Carls (Univ. de Braunschweig). En ella aparecieron también restos de briozoos cryptostomata.

Sobre la Formación Casaio se apoya una unidad potente de pizarras azules y pizarras arenosas masivas, de 200-450 m de espesor total, denominada **Formación Rozadaís** (Barros Lorenzo, 1989: «miembro medio de la Formación Agüeira» *s.l. auct.*). Su característica esencial consiste en la presencia de cantos heterométricos de caliza (diámetro: 0,1-25 cm) y más raramente de areniscas, dispersos en la matriz lutítica, hecho muy notable consignado en la literatura geológica regional a partir de Riemer (1963, 1966). La distribución vertical de los niveles con cantos dentro de la formación no es uniforme, y desde el punto de vista cuantitativo, las mayores concentraciones y tamaños corresponden a los afloramientos del flanco norte del Sinclinatorio de Truchas (Hacar Rodríguez, 1990).

Los únicos datos paleontológicos obtenidos en la Formación Rozadaís provienen de los cantos de caliza, alguno de los cuales contiene briozoos, secciones de trilobites y conodontos. El registro de estos últimos fue anticipado por Sarmiento *et al.* (1992) y se amplía y detalla en el apartado siguiente de este trabajo. Los primeros macrofósiles de los cantos fueron citados por Riemer (1963, 1966), quien reconoció en el sinclinal del Sil algunos elementos con briozoos y restos de equinodermos indeterminables. Hallazgos comparables fueron observados más tarde en cantos procedentes del sinclinatorio de Truchas (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1988), donde Barros Lorenzo (1989) y Hacar Rodríguez (1990) citan crinoideos en fragmentos calcáreos del sector Campo Romo-Vianzola. En cuanto a los briozoos acompañantes, los cantos de una localidad (CCB-III) contienen unas formas ramificadas de criptostomados muy particulares, con ramas tenues y dicotomías espaciadas, desconocidas en las calizas del Ashgill «iberotípicas». Estos restos están asociados con trilobites diminutos de caparazón aplanado (vistos únicamente en láminas delgadas). En las muestras no han aparecido, de momento, vestigios de equinodermos.

En nuestro trabajo hemos investigado paleontológicamente cantos calcáreos individuales, con objeto de contrastar su área fuente (única o múltiple), recogidos en los extensos afloramientos que presenta la Formación Rozadaís a lo largo de la carretera entre

Localidades		RN-X	CD-I	PDF-I	TR-XX	CCB-I/III
CAI	7		X			X
	6,5					X
	6	X	X	X		X
	5,5	X		X	X	X

Figura 3.- Valores del Índice de Alteración del Color (CAI) en conodontos de las distintas localidades examinadas, según datos tomados de Sarmiento *et al.* (1992, 1995 y 1999).

Saceda y Odollo (término de Castrillo de Cabrera, León). En este corte, los cantos de caliza no se presentan descalcificados, como ocurre generalmente en otras áreas, donde su presencia se advierte por los huecos dejados en la roca matriz tras su disolución total. La localidad CCB-I corresponde al km 7 de la carretera antes mencionada, 1,5 km al sur-sureste de Saceda (nº 7, Fig. 1); el punto CCB-II está en el kilómetro 10,7 de la misma carretera, 1 km al oeste-noroeste del punto anterior (nº 6, Fig. 1). Finalmente, la localidad CCB-III (nº 5, Fig. 1) se sitúa en el talud oriental de la carretera, 1 km al este de Odollo: aquí existe un magnífico afloramiento de la Formación Rozadaís, en la ribera oriental del arroyo de Peña Franca, donde se reconocen numerosos cantos calcáreos, poco meteorizados y de un diámetro de hasta 25 cm. De este punto proceden las asociaciones más completas de conodontos, registradas en cantos individuales, que numeramos correlativamente (Tabla I).

Resultados micropaleontológicos

La relación de taxones y elementos conodontales identificados en los distintos yacimientos se expone en la Tabla I. Lo primero a destacar es el bajo número de elementos presentes en las muestras, con un mínimo aproximado de 35 por kilo en la localidad PDF-I, y un máximo de 400 microelementos por kilo en el canto CCB-III/4. El peso original de la muestra TR-XX se desconoce, por cuanto no ha sido procesada por nosotros.

Además, hay que reseñar que la conservación general de los conodontos registrados es bastante deficiente, casi todos ellos se hallan fragmentados en grado variable, observándose también corrosión, recristalización, deformación y, en algunos de ellos, clivaje.

Los aspectos relativos a la conservación del material ya fueron mencionados por Sarmiento *et al.* (1992, 1995, 1999), quienes analizaron los valores del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos provenientes de distintas localidades (Fig. 3). De acuerdo con

sus estudios, los valores obtenidos y el rango del CAI observado, variable incluso entre elementos contenidos en una misma muestra, es congruente con la presencia de un metamorfismo regional en facies de esquistos verdes, y con los efectos de una alteración hidrotermal no uniforme entre los materiales calcáreos. En este sentido, las paleotemperaturas indicadas por el CAI varían en las localidades investigadas entre valores de más de 300°C (CAI 5,5) y del orden de 600°C o superiores (CAI 7), de acuerdo con la equivalencia establecida por Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987); ver también Sarmiento y García-López (1996).

La evolución tafonómica de los conodontos extraídos de los cantos difiere de la de los obtenidos en la caliza de la Formación La Aquiana. En este sentido, los conodontos de los cantos procedentes de las localidades de Castrillo de Cabrera (nºs 5, 7, Fig. 1) muestran mayoritariamente una textura sacaroidea, si bien aparecen también ejemplares recristalizados. Están deformados, en algunos de ellos se observa clivaje, y los valores del CAI oscilan entre 5,5 y 7: estas características los hacen diferentes de aquellos obtenidos en la caliza sedimentada en la depresión de Las Médulas (nº 1, Fig. 1). Por ejemplo, estos últimos aparecen siempre recristalizados y muy fragmentados, y su CAI es 5,5 ó 6; siendo su número además muy escaso en comparación con la abundancia relativa de elementos que han proporcionado los cantos carbonatados. Llama la atención, en las muestras de la localidad CCB-III, la coexistencia de varios valores del CAI, juntamente con la presencia de ejemplares completos con formas «fantasmas» en las que el proceso de disolución está muy avanzado. Por otra parte, en algunos ejemplares se observan manchas de color gris muy claro dispuestas irregularmente sobre su superficie y también como una franja continua sobre los bordes. Todas estas características documentan la existencia de una importante actividad hidrotermal en los materiales fosilíferos.

Desde un punto de vista taxonómico, el conjunto de los conodontos estudiados en este trabajo se adscribe a un total de ocho formas distintas pertenecientes a seis géneros multielementales (*Hamarodus*, *Scabbardella*, *Panderodus*, *Amorphognathus*, *Sagittodontina* e *Icriodella*), las cuales se desglosan en el epígrafe sistemático.

Resultados bioestratigráficos

Los datos paleontológicos sobre el Ordovícico del sector considerado son notablemente escasos, en especial para las unidades comprendidas entre la Formación Luarca del Ordovícico Medio y las pizarras negras graptolíticas del Silúrico, donde las únicas citas modernas corresponden a los equinodermos de la Formación La Aquiana (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996b) y a los conodontos de los cantos calcáreos de la Formación Rozadaís (Sarmiento *et al.*, 1992), en trabajos publicados sin descripciones ni figuras del material paleontológico. Esta carencia de informaciones

TAXONES		MUESTRAS											
		CCB-I 90	CCB-II 130	CCB-III/3 360	CCB-III/4 100	CCB- III/5 260	CCB-III/6 80	CCB-III/7 75	CCB-III/8 100	RN-X 320	CD-I 275	PDF-I 200	TR-XX ??
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa	1	1	2	1	3	-	-	2	-	-	-	-
	Pb	-	-	2	1	1	-	-	-	-	-	-	-
	M	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-
	Sa	-	-	2	-	1	-	-	1	-	-	-	-
	Sb	1	-	1	-	2	-	1	1	-	-	-	-
	Sc	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sd	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Amorphognathus sp.</i>	Pb	-	1	-	-	-	-	-	1?	-	-	-	-
<i>Hamarodus europaeus</i>	M	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
<i>Icriodella sp.</i>	Pb	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
<i>Panderodus gracilis</i>	arcuatiforme	-	1	1	-	1?	-	-	3	-	-	-	-
	graciliforme	-	2	-	-	3	-	1?	-	-	-	-	-
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa	-	5	7	1?	3	2	3	3	1	1	-	-
	Pb	-	2	3	-	1	1?	1	-	-	-	-	-
	M	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sa	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sb	1?	7	11	3	-	-	2	1	1	-	-	-
	Sc	-	1?	-	-	-	-	1	1?	-	-	-	-
	Sd	-	4	4	1	1	-	-	1?	-	-	-	-
	"Istorinus"	1	5	15	6	3	2	4	6	3	-	-	-
<i>Sagittodontina sp.</i>	Pa	-	1	1?	1?	-	1?	-	-	-	-	-	-
	P?	-	-	1	-	-	-	2	1	-	-	1	-
<i>Scabbardella altipes</i>	a	-	-	1	-	-	-	-	-	-	2	1	1
	e	-	2	-	10	2	1	-	1	-	1	-	4
fragmentos indeterminados		4	11	8	16	13	3	8	5	6	7	5	3
TOTAL		8	43	54	40	37	11	23	26	12	11	7	9

Tabla I.- Conodontos del Ashgill identificados en muestras procedentes de la formaciones La Aquiana (RN-X), Casaio (CD-I, PDF-I, TR-XX) y Rozadais (CCB-I, CCB-II, CCB-III), de la región limítrofe galaico-leonesa.

bioestratigráficas precisas hacía bastante hipotética toda tentativa de correlación entre las diferentes unidades estructurales de la región, y más dudoso aún cualquier ensayo de reconstrucción de la historia sedimentaria del noroeste de España durante el Ordovícico Superior. En tal contexto, los conodontos descritos en este trabajo, junto con observaciones de campo y otras consideraciones biogeográficas complementarias, aportan datos nuevos y precisos para la datación y correlación del Ordovícico terminal en el límite centroibérico/astur-leonés, una región con una historia tectonosedimentaria especialmente compleja y controvertida (Martínez Catalán *et al.*, 1992).

Formación La Aquiana

Los escasos ejemplares de conodontos registrados en la parte inferior de la Formación La Aquiana (RN-X, ver Tabla I) indican una edad Ordovícico Superior para estos horizontes, correspondiendo muy probablemente a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*. Esto se refleja en la presencia de *Sagittodontina robusta* y *Amorphognathus*, formas abundantes en una biofacies particular en la «Provincia Mediterránea» para este intervalo. Dicha biofacies correspondería a una fauna de diversidad reducida, típica de aguas someras y relativa-

mente frías en regiones situadas en paleolatitudes elevadas (Sweet y Bergström, 1984).

El resultado pese a su rango de imprecisión es importante, ya que muchos autores aún consideraban posible atribuir la caliza de La Aquiana al Silúrico inferior, debido a la ausencia de fósiles identificables y a las relaciones cartográficas de la unidad con las pizarras graptolíticas suprayacentes. El descubrimiento de conodontos ordovícicos descarta tal aseveración, y coincide plenamente con el hallazgo reciente de pelmatozoos del Ordovícico Superior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996b). La relación cartográfica invocada para la Formación La Aquiana con el Silúrico, se debe a que en su base existe una discontinuidad estratigráfica de variable amplitud, máxima cuando la unidad se apoya directamente sobre formaciones del Grupo Los Cabos (Pérez-Estaún, 1978; Iglesias Ponce de León y González Lodeiro, 1981; Guzmán del Pino *et al.*, 1982, entre otros trabajos), y mínima cuando sucede a la Formación Casaio, como ocurre excepcionalmente al noroeste de Voces (León). En este último punto del flanco sur del sinclinal del Caurel-Peñalba, la Caliza de La Aquiana s.s. se apoya de un modo aparentemente concordante sobre una sucesión de areniscas y pizarras arenosas a margosas (D. Arias, com. pers. 1996), que in-

Series, pisos y subpisos		Biozonas de conodontos
ASHGILL	Hirnantense	?
	Rawtheyense	<i>Amorphognathus</i> <i>ordovicicus</i>
	Cautleyense	
	Pusgillense	
CARADOC p.p.	Streffordense	Onniense
		Actoniense
	Cheneyense	Marshbrookense
		Woolstoniense
	Burrelliense	Longvilliense
		Soudleyense
		Harnagiense

Figura 4.- Correspondencia de las biozonas de conodontos del Dominio Noratlántico con respecto a las unidades cronoestratigráficas del Ordovícico británico (Series Caradoc p.p. y Ashgill).

tercalan consecutivamente dos lentejones de calizas marrones equiparables a las «calizas del Trigal» (ver «sección de La Chana» en Gutiérrez-Marco y Rábano, 1997). El carácter local o regionalmente discordante de las calizas del Ashgill s.s. ya ha sido puesto de manifiesto en otras localidades cantábricas, centroibéricas y de Ossa Morena, donde las relaciones estratigráficas de su base varían normalmente entre una paraconformidad y una disconformidad (ver referencias previas en Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996a).

Los conodontos ordovícicos registrados en la Formación La Aquiana corresponden a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*, que abarca la mayor parte del Ashgill (Fig. 4). No obstante, la edad de la unidad se considera como pre-Hirnantense debido a que la presencia de horizontes fosilíferos del Ashgill terminal en facies calcáreas, no ha sido probada hasta la fecha en ninguna localidad del suroeste de Europa. La razón estriba en que el conjunto de la región se situaría próxima al polo sur Hirnantense, en el margen boreal de Gondwana, en un momento que coincide con la gran glaciación de finales del Ordovícico. También hay que considerar que los fósiles más modernos identificados en las calizas del Ashgill mediterráneo, son como mucho Rawtheyenses (Hammann, 1992; Leone *et al.*, 1998), lo que revelaría un «techo» regional para el registro de la Biozona de *A. ordovicicus*, que adoptamos también en el presente trabajo.

Formación Casaio

Los conodontos identificados en los horizontes calcáreos de la Formación Casaio («calizas del Trigal»)

son indicativos del Ordovícico Superior, dentro del rango comprendido por la parte más alta de la Biozona de *A. superbus* y la Biozona de *A. ordovicicus*. La primera equivale al rango Burrelliense (Caradoc medio)-Pusgillense (Ashgill basal), y la segunda al Pusgillense-Hirnantense, es decir, a la práctica totalidad del Ashgill (Fig. 4). De todos modos, el límite entre ambas biozonas (definido por la primera aparición de *A. ordovicicus*) no está claro en términos cronoestratigráficos, y algunos autores lo sitúan dentro del Onniense (Streffordense superior: Caradoc terminal), en una propuesta que podría servir para fijar la base del último piso global del Sistema Ordovícico (Webby, 1998). Sin embargo, la taxonomía de *Amorphognathus* para el intervalo crítico de las biozonas *A. superbus*-*A. ordovicicus* dista aún de haber sido aclarada (Ferretti y Barnes, 1997), y muchos autores plantean que las escasas menciones de *A. ordovicicus* en el Onniense (Caradoc terminal) podrían corresponder a otra especie distinta (Armstrong *et al.*, 1996, con referencias previas). La complejidad se acentúa por el hecho de que el propio *A. superbus* suele proseguir su representación en el tercio inferior de la Biozona de *A. ordovicicus* dentro del ámbito noratlántico de conodontos (Barnes *et al.*, 1998) y, sin presencia del segundo taxón, la diferenciación bioestratigráfica es con frecuencia imposible. En el caso de la Formación Casaio, la ausencia de *Amorphognathus* en las muestras estudiadas hace imposible, en principio, discriminar la edad de las «calizas del Trigal» en términos bioestratigráficos, dado que las especies de *Scabbardella*, *Sagittodontina* y *Hamarodus* presentan un rango amplio que abarca gran parte de las dos biozonas en cuestión. Por ello, se hace preciso recurrir a otros argumentos indirectos que indican una probable edad Ashgill basal para la asociación de conodontos de las «calizas del Trigal» (Tabla I), equivalente a la parte inferior de la Biozona de *A. ordovicicus*.

Gutiérrez-Marco *et al.* (1988) postularon una posible correlación entre las «calizas del Trigal» y la Formación La Aquiana del sinclinal del Caurel-Peñalba. Sin embargo, la superposición de ambos conjuntos calcáreos en la sección de La Chana (Gutiérrez-Marco y Rábano, 1997) permite considerar una edad ocasionalmente más antigua para las «calizas del Trigal», aunque dentro del rango de la Biozona de *A. ordovicicus* (Pusgillense probable). Esto último se infiere de los datos conocidos a escala de la Europa nord-gondwaniense, donde la sedimentación de calizas ricas en equinodermos y briozoos se inicia como muy pronto en el Ashgill basal: en este sentido resulta significativo el hecho de que el último afloramiento atribuido al Caradoc (el «Kalkbank» de Turingia) fuese reasignado recientemente al Ashgill temprano (Ferretti y Barnes, 1997, con referencias previas).

Estas consideraciones reseñadas sugieren atribuir el depósito de las calizas ordovícicas del noroeste de España al rango de la Biozona de *A. ordovicicus*, excluyendo su parte superior o, en términos

cronoestratigráficos, al Ashgill inferior a medio (Pusgilliense-Rawtheyense: Králodyoriense de la escala mediterránea). De acuerdo con su posición estratigráfica, las «calizas del Trigo» de la Formación Casaio pueden ser, en todo o en parte, algo más antiguas, e incluso localmente contemporáneas de la Formación La Aquiana (dependiendo de los afloramientos), si bien siempre dentro del rango de la Biozona de *A. ordovicicus*. Hasta el momento, dicha contemporaneidad de la caliza de La Aquiana se había supuesto extensiva a todo el conjunto de la «Formación Agüeira» *sensu lato* (= formaciones Casaio a Losadilla) del sinclinal de Truchas (Zeitz y Nollau, 1984), o sólo a las formaciones Casaio (en parte) y Rozadais (= «miembros inferior y medio»: Martínez Catalán *et al.*, 1992, fig. 9A). La atribución de la Formación Rozadais al Hirnantense, según comentamos a continuación, limita la correlación de la caliza de La Aquiana a la Formación Casaio, y probablemente sólo a su parte media-superior en función de los datos disponibles en la actualidad. En particular, cabe reiterar la superposición estratigráfica observada de la Formación La Aquiana sobre el tramo de la Formación Casaio con «calizas del Trigo» (Fig. 2, columna III), indicada para la sección de La Chana del sinclinal del Caurel-Peñalba (Gutiérrez-Marco y Rábano, 1997).

Formación Rozadais

Los cantos de caliza heterométricos, que engloban en su seno las pizarras de la Formación Rozadais, proporcionaron diferentes asociaciones de conodontos típicas de la Biozona de *A. ordovicicus*. El amplio rango temporal de dicha biozona (Pusgilliense superior a Hirnantense: Barnes, 1992), resulta en principio insuficiente para precisar la edad de la formación. Sin embargo, el depósito de las calizas del Ashgill en las altas paleolatitudes nord-gondwanienses se encuentra restringido al Ashgill pre-Hirnantense y, en función de tales evidencias, caben dos interpretaciones cronoestratigráficas y genéticas distintas. La primera es considerar a la Formación Rozadais como una unidad claramente más moderna que la Formación La Aquiana y que ha ido heredando, durante su depósito, cantos calcáreos procedentes de la erosión parcial de la misma, o bien de otras calizas contemporáneas a aquella depositadas en la región nord-gondwaniense. La erosión de las unidades calizas se produciría durante la emersión subsiguiente al descenso eustático del nivel del mar, vinculado con la aparición y desarrollo del casquete glaciario finiordevónico durante el Hirnantense. La segunda alternativa para interpretar el significado de los cantos considera a las formaciones La Aquiana y Rozadais como en parte contemporáneas: en ese caso, los cantos podrían derivar del borde de la plataforma carbonática, a partir de «movimientos en masa» (como mixtitas y *pebbly mudstones*) en zonas inestables y próximas a pendientes.

Según la primera de las dos hipótesis, la edad de las formaciones Rozadais y Losadilla (suprayacente a ésta)

sería Hirnantense, al estar limitadas a techo por pizarras negras que contienen graptolitos representativos de la base del Silúrico (Gutiérrez-Marco y Robardet, 1991). La segunda alternativa fue propuesta por Pérez-Estaún *et al.* (1980) y Pérez-Estaún y Marcos (1981), y ha sido recogida en todas las síntesis posteriores (Martínez Catalán *et al.*, 1992, con referencias previas). Aunque los trabajos mencionados no imputaron dataciones explícitas, tal interpretación implica la contemporaneidad, al menos parcial, para las formaciones La Aquiana y Rozadais. Eso llevaría a atribuir a ambas una edad Ashgill pre-Hirnantense, en virtud de las consideraciones bioestratigráficas y regionales expuestas para la Formación La Aquiana.

Las dos hipótesis acerca de la datación de la Formación Rozadais (exclusivamente Hirnantense o bien pre-Hirnantense en esencia) están estrechamente ligadas con sendos modelos que intentan explicar el contexto sedimentario del Ordovícico Superior en el noroeste de España. La primera alternativa parte de la realidad de la glaciación gondwánica-africana y de su impacto conocido en los ambientes marinos. La segunda interpretación contempla más bien un factor tectónico local en un marco regional distensivo. En ambos casos, es interesante resaltar que cuestiones y disyuntivas análogas vienen siendo planteadas de forma reiterada cuando se trata de explicar el origen y proceso deposicional de muchas unidades antiguas de tipo mixtítico o diamictítico (Schermerhorn, 1974, 1975; Martín *et al.*, 1985, entre otros).

Contexto regional de la sedimentación del Ordovícico Superior en el noroeste de España

Existen dos interpretaciones contrapuestas acerca del contexto sedimentario para el Ordovícico Superior de la región, una de las cuales pone el acento sobre las consecuencias de la glaciación africana finiordevónica, y la otra atribuye más importancia al marco distensivo y tectónico local.

Modelo glaciomarino

La primera interpretación considera a la Formación Rozadais, en virtud de su edad y circunstancias sedimentarias (ver Iglesias Ponce de León y Robardet, 1980), como el equivalente regional de las unidades glaciomarinas del Ordovícico terminal caracterizadas en muchos puntos de la Península Ibérica (Pizarras de Orea de la Cordillera Ibérica, formaciones Gualija, Chavera y Casal Carvalhal de la Zona Centroibérica, Pizarras del Valle del sureste de la Zona de Ossa Morena), así como en la práctica totalidad de las diferentes regiones nord-gondwanienses («Pélites à fragments» del Macizo Armoricano, «Lederschiefer» de Turingia, «Argiles microconglomératiques» norteafricanas, etc.: Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991). Los microfósiles registrados en el conjunto de estas unidades pertenecen siempre a una misma biozona de quitinozoos, datada por Paris *et al.* (1995) como

Hirnantense superior. Por otra parte, el origen de los cantos ha podido determinarse paleontológicamente en algunos casos, como por ejemplo el reciente hallazgo de un *geschiebe* de procedencia iberoarmórica en las «Lederschiefer» de Turingia (Schallreuter y Hinz-Schallreuter, 1998).

De acuerdo con este modelo, los cantos calizos de la Formación Rozadais resultarían de la denudación total o parcial de una unidad calcárea de edad Ashgill inferior a medio, que habría quedado emergida como consecuencia de la regresión eustática ligada al desarrollo del casquete glaciario africano. Los cantos de caliza, incorporados a los glaciares y considerados como *geschiebe* (Schallreuter, 1994), serían transportados por los icebergs desprendidos de los mismos y puestos a la deriva por toda la plataforma nord-gondwaniense, depositándose entre los sedimentos pelíticos en la forma de *dropstones*, a medida que se iban fundiendo las masas de hielo flotante que los acarreaban.

La adopción de un escenario de este tipo para interpretar los cantos presentes en la Formación Rozadais implicaría un origen distante de la caliza fuente de los fragmentos, situada en regiones cubiertas de hielo o en el propio casquete polar. Tal hipótesis muestra la ventaja añadida de brindar una interpretación única para todas estas formaciones con cantos contemporáneas, que en conjunto cubren un área enorme de depósito, y cuyas facies sedimentarias son extremadamente parecidas.

En el conjunto del noroeste peninsular, los sedimentos glaciomarineros del tipo de las «pelitas con fragmentos» han sido reconocidos igualmente en la parte septentrional del Dominio del Olla de Sapo (Iglesias Ponce de León y Robardet, 1980), así como en los sinclinales de Villadrid y Recende, pertenecientes al Dominio del Manto de Mondoñedo (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997). En este último sector, tales facies sobreyacen a las Pizarras de Luarca *sensu lato*, en cuya mitad superior existen tramos con fósiles del Caradoc pre-Actoniense y Ashgill pre-Hirnantense, probablemente delimitados por discontinuidades estratigráficas.

Modelo «geotectónico»

El escenario propuesto concierne tanto a las unidades estructurales consideradas en este trabajo (dominios del Caurel-Peñalba y Truchas/Olla de Sapo), como al Dominio del Navia-Alto Sil, donde el Ordovícico Superior está representado por la Formación Agüeira *sensu stricto* (Fig. 2, columna IV). Esta última tiene un carácter esencialmente turbidítico en su área tipo, donde alcanza un espesor de hasta 3000 m en ciertos puntos del Navia occidental, y 1500 m al norte del Dominio del Alto Sil (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978; Pérez-Estaún y Marcos, 1981), donde ha brindado algunos datos paleontológicos indicativos del Caradoc y posiblemente también del Ashgill inferior (Pérez-Estaún, 1978; Pulgar *et al.*, 1981; Gutiérrez-Marco *in* Pérez-Estaún *et al.*, 1990).

Según los autores mencionados, las formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla, tendrían una edad y un

carácter turbidítico equivalente a los de la Formación Agüeira del Navia-Alto Sil, de la que serían miembros locales en una interpretación de la misma en sentido amplio. Tal criterio ha pesado de manera determinante en la concepción estratigráfica y geodinámica del conjunto de la región en el Ordovícico Superior (Pérez-Estaún *et al.*, 1980; Pérez-Estaún y Marcos, 1981), detallada para las unidades del Caurel-Peñalba y Truchas por Martínez Catalán *et al.* (1992).

El desarrollo más reciente del modelo (Martínez Catalán *et al.*, 1992) reconstruye un escenario para la sedimentación de las formaciones La Aquiana y Rozadais, que implica la formación de un relieve positivo en el área del Caurel-Telero en un contexto tectónico distensivo, en cuya parte meridional se acumula una secuencia *sin-rift* delimitada por fallas lístricas con una cierta componente de desgarre horizontal. En el escalón más septentrional predomina la erosión y la Caliza de La Aquiana, transgresiva, llega a apoyarse directamente sobre unidades del Grupo Los Cabos (Cámbrico-Ordovícico Inferior), tal y como sucede en el flanco norte del sinclinal del Caurel-Peñalba. El escalón intermedio se estructuraría transversalmente en una serie de domos y cubetas. Los primeros (domo del Caurel, domo de La Aquiana) predeterminarían el lugar de futuros anticlinales (del Piornal y del Telero, respectivamente). Entre ellos y la falla septentrional existirían también cubetas, donde se acumularon los mayores espesores de calizas de La Aquiana (por ejemplo en la «depresión de Las Médulas», situada en el área de enlace entre los anticlinales del Piornal y Telero), normalmente discordantes sobre las Pizarras de Luarca. Por último tendríamos la cuenca del sinclinorio de Truchas, separada del bloque anterior por una rampa de origen tectónico, a favor de la cual se deslizarían en momentos de inestabilidad coladas de barro y cantos (*mixtitas* o *gravity-flow sediments*), que se intercalarían con los sedimentos pelíticos autóctonos, coetáneos de la caliza de La Aquiana. Tal interpretación implicaría una contemporaneidad sinsedimentaria de las formaciones La Aquiana y Rozadais, ambas de edad Ashgill pre-Hirnantense en este supuesto, y no admite ni considera posible influencia glaciomarina alguna para la sedimentación de la Formación Rozadais (Pérez-Estaún y Marcos, 1981; Martínez Catalán *et al.*, 1992).

Discusión y modelo mixto alternativo

De acuerdo con Martínez Catalán *et al.* (1992), nos parece evidente la influencia de la tectónica local y regional, como condicionante de la evolución sedimentaria del sector estudiado durante el Ordovícico y Silúrico. No obstante, tampoco es posible asumir que esta región, con un registro sedimentario completo y complejo del Ordovícico Superior, no acuse en ninguna medida las consecuencias del fenómeno global que supuso la glaciación de finales del Ordovícico, la cual se refleja claramente en las restantes sucesiones contemporáneas de la Europa nord-gondwaniense.

Las consideraciones precedentes nos conducen a

proponer un modelo alternativo para interpretar la evolución sedimentaria de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica, con el que integrar los fenómenos globales dentro del escenario geotectónico planteado por Pérez-Estaún y Marcos (1981) y Martínez Catalán *et al.* (1992) para la misma región. La diferencia cualitativa estriba en la distinta consideración cronoestratigráfica de las formaciones Rozadais y La Aquiana, la primera de las cuales resultaría más moderna (Hirnantense) que la segunda (pre-Hirnantense), por contraposición a los estudios previos que las consideraron virtualmente contemporáneas. La nueva interpretación surge de las semejanzas observadas por Iglesias Ponce de León y Robardet (1980), de los depósitos con cantos de caliza de los sinclinales del Sil y Truchas, con respecto a las facies de «pelitas con fragmentos» difundidas en todo el norte de Gondwana (Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991). A los elementos detríticos heterométricos presentes en las mismas, se les atribuye esencialmente un origen glaciomarino (transporte en hielo flotante e incorporación como *dropstones* a las diamictitas), siendo englobados por una matriz pelítica o grauváquica que ha sido datada paleontológicamente como Hirnantense en numerosos puntos (Paris *et al.*, 1995). Este transporte en hielo no implica necesariamente un origen exótico de los cantos, transportados sobre largas distancias en el seno de *icebergs*, sino que también puede ser debido a una banquisa estacional varada en una costa próxima, y que se formaría presumiblemente en las elevadas paleolatitudes gondwánicas en las que se situarían los terrenos hespéricos durante el apogeo de la glaciación hirnantense.

La existencia de una glaciación gondwánica a finales del Ordovícico, centrada en África septentrional, es un hecho acreditado tanto por el registro sedimentario y paleogeomorfológico, como por el impacto de la misma en el mundo orgánico, pues indujo una de las mayores crisis evolutivas del Fanerozoico (Brenchley, 1984). La glaciación ocurrió en forma drástica al final de un periodo de calentamiento global iniciado a partir del Caradoc superior, durante el cual se llegaron a depositar calizas bioclásticas incluso en latitudes elevadas, como las que enmarcan la Península Ibérica en el Ordovícico. Para el Proyecto MAGNA (Hojas n^{os} 156, 157, 190, 191 y 192) se consideró incluso a la caliza de La Aquiana como arrecifal, carácter esgrimido en parte para interpretar sus variaciones de espesor en cortas distancias. Sin duda esto no es correcto, al menos en un sentido literal, ya que las microfacies de las calizas del Ashgill nord-gondwanienses no son nunca de tipo bahamítico, aunque tienen un componente bioclástico esencial derivado de la existencia de montículos con cistoideos y briozoos, desarrollados en aguas templadas a relativamente frías (Lindström, 1984; Dullo, 1992; Vennin *et al.*, 1998). En el marco de un aumento global de las temperaturas durante el Ordovícico Superior, el desarrollo de uno o dos periodos repentinos de breve e intensa glaciación durante el Hirnantense

(Brenchley *et al.*, 1991; Paris *et al.*, 1995; Brenchley y Marshall, 1996), generaría un impacto súbito sobre los organismos, pero también sobre los sedimentos, debido al descenso eustático generalizado y a la inmediata transgresión post-glacial. Al considerar al conjunto de la Europa nord-gondwaniense y el norte de África, se constata que la parte terminal de la sucesión Ordovícica presenta, en la práctica totalidad de las regiones, las mismas facies de las «pelitas con fragmentos». La semejanza, contemporaneidad y vínculos geográficos que estas facies presentan en el norte de África, con respecto a las formaciones glaciares propiamente dichas, hacen imposible excluir para las mismas un carácter glaciomarino, aunque puntualmente se observen fenómenos de resedimentación que alteran la morfología original del depósito.

En el modelo tectono-sedimentario de la región de Peñalba-Truchas perfeccionado por Martínez Catalán *et al.* (1992), la Caliza de La Aquiana, transgresiva, se habría depositado probablemente también durante el Ashgill medio en parte de los domos del Caurel y Aquiana, y la mayor parte de la región quedaría expuesta a la erosión durante el descenso eustático de la glaciación hirnantense. Este proceso permite explicar, mejor que ningún otro, la variación de potencia de la unidad observada para distancias cortas a intermedias a partir de un cierto espesor que exime el *boudinage* tectónico hercínico. Los productos de la erosión de las zonas emergidas (con caliza y elementos siliciclásticos) se habrían acumulado en las zonas costeras, donde en parte pudieron deslizarse como mixtitas a favor de las pendientes de origen tectónico, tal y como proponían los autores precedentes, aunque no necesariamente en la forma de fuertes taludes (Carter, 1975). En cualquier caso, el depósito resultante sería posterior a la Caliza de La Aquiana propiamente dicha y contemporáneo, a grandes rasgos, de la glaciación del Hirnantense. Al cesar ésta, la fusión del hielo polar traería como consecuencia un ascenso eustático generalizado, y también la puesta en circulación de la banquisa, hasta entonces varada en la costa y asentada con certeza sobre elementos detríticos que acabarían parcialmente englobados en su seno. Una procedencia local o regional de los cantos de caliza de la Formación Rozadais, puede ser por tanto congruente con su origen glaciomarino, y ello explicaría la dispersión de los cantos por todo el sinclinorio de Truchas. En tal sentido, se ha venido sosteniendo que los cantos más numerosos y de mayor tamaño se acumularon en la base de las pendientes de origen tectónico, y por ello las mayores concentraciones y diámetros corresponderían al flanco norte del sinclinorio (Pérez-Estaún y Marcos, 1981; Hacar Rodríguez, 1990), postulando a un tiempo su procedencia a partir de la erosión parcial de la caliza de La Aquiana. En contradicción con esto, Barros Lorenzo (1989) detectó además concentraciones elevadas de cantos en zonas pertenecientes al sector meridional (opuesto) del sinclinorio, carentes de relación directa con las rampas tectónicas que delimitarían por el sur el umbral paleogeográfico de Peñalba.

La continuidad de la sedimentación durante el Ashgill en la cuenca de Truchas es bastante probable, si bien las condiciones para el depósito de unidades calcáreas sólo se dieron de forma esporádica en el Ashgill temprano («calizas del Trigo») y la cuenca no llegó a quedar emergida en el Hirnantense, por lo que en el área de este sinclinal parece deducirse una conformidad sedimentaria entre las formaciones Casaio y Rozadais.

El presente estudio paleontológico permite añadir otro tipo de consideraciones a la discusión acerca de la procedencia y agente de transporte de los cantos calizos de la Formación Rozadais.

En primer lugar, la comparación de las características tafonómicas (*sensu lato*) de los conodontos encontrados en los cantos de caliza de la Formación Rozadais, con respecto a los procedentes de la Caliza de La Aquiana (Fig. 3), no aporta elementos realmente utilizables. Tales características y, en particular, el Índice de Alteración del Color (CAI), no parecen relacionados con el lugar de origen de los cantos, sino que tienen que ver con la historia térmica e hidrotermal sufrida por los sedimentos en las distintas unidades estructurales, fundamentalmente durante los tiempos variscos.

Por el contrario, algunos datos relativos a las asociaciones de conodontos de los cantos frente a las de la caliza de La Aquiana aportan informaciones significativas. Así, la diversidad taxonómica de la segunda unidad (con extraña rareza del género *Amorphognathus*), es mucho menor que la reconocida en los cantos, pero ello puede ser un simple efecto tanto de la insuficiencia del muestreo, como de las lógicas variaciones (horizontales y verticales) del contenido en conodontos que se registran dentro de cualquier unidad estratigráfica comparable. Además, las asociaciones de conodontos de la Biozona de *A. ordovicicus* encontradas en los cantos, son las representativas de un área muy amplia de la plataforma perigondwánica, por lo que tampoco servirían de guía para deducir orígenes paleobiogeográficos concretos (o diferentes del propio umbral de Peñalba).

Si consideramos otros grupos fósiles, los cantos de la localidad CCB-III contienen abundantes briozoos criptostomados de un tipo desconocido en las calizas del Ashgill de la mayor parte del Macizo Hespérico. En opinión del Prof. N. Spjeldnaes (com. escr., febrero de 1997), tales criptostomados de ramas finas denotan asociaciones de aguas relativamente cálidas, y son semejantes a los encontrados en cantos calcáreos de origen glaciomarino en Normandía («tillita de Feuguerolles»), Alemania («Lederschiefer») y Argentina (Formación Zapla), siendo también conocidos en la Caliza de Pelmatozoos de la Zona de Ossa Morena, así como en los cantos de un conglomerado del techo del Ordovícico encontrado en Argelia (N. Spjeldnaes, datos inéditos, febrero de 1997). La asociación de briozoos presente en la Caliza de La Aquiana pertenece a un tipo muy diferente, pero a su vez comparable con otras calizas del Ashgill de la Cordillera Ibérica y la Zona Centroibérica meridional, lo cual constituye un criterio

paleontológico nada desdeñable en favor de una mayor aloctonía o un origen exótico para parte de los cantos de caliza reconocidos en la Formación Rozadais.

Los cantos de caliza englobados en la Formación Rozadais, corresponden a fragmentos detríticos de una roca endurecida antes de su erosión y transporte, lo cual hace poco factible la interpretación literal de Pérez-Estaún *et al.* (1980) o Pérez-Estaún y Marcos (1981), quienes consideraban a las formaciones Rozadais y La Aquiana como enteramente correlacionables y depositadas simultáneamente. La revisión cronoestratigráfica de la Formación La Aquiana, aquí presentada (Fig. 2), la identifica como más antigua dentro del Ashgill (Cautleyense-Rhawtheyense) que la Formación Rozadais (Hirnantense), y ello concuerda mejor con un modelo deposicional en el que los cantos de caliza habrían sido heredados de una formación preexistente, con erosión y transporte claramente posteriores a la diagénesis de los carbonatos. En cuanto a la dinámica del transporte, el proceso de «movimientos en masa» a favor de taludes (Pérez-Estaún *et al.*, 1980; Pérez-Estaún y Marcos, 1981) tampoco explicaría la extrema disgregación de los cantos, con ausencia de grandes masas calcáreas resedimentadas e indicios de flexodeslizamientos. En lugar de esto, la matriz pelítica de la Formación Rozadais engloba cantos y granos dispersos de pequeña talla (desde milimétricos hasta diámetros de 20-25 cm), cuya naturaleza no es exclusivamente calcárea. Aunque no se han reconocido evidencias típicas de *dropstones*, debido a la homogeneidad de la matriz y a su deformación gravitacional o tectónica alrededor de los cantos de cualquier diámetro, otro posible argumento en favor de su transporte en hielo viene dado porque la mayoría de los cantos calcáreos presenta una superficie irregular, con oquedades y grietas rellenos por la matriz. Dichos relieves deberían su origen, en opinión del Prof. Spjeldnaes (com. pers., febrero de 1997), a un proceso de corrosión previo a la diagénesis de la matriz pelítica, que probablemente habría tenido lugar durante la caída y acumulación de los cantos en un agua subsaturada en carbonatos, de un modo similar al observado en la sedimentación cuaternaria en muchos fiordos escandinavos.

Sistemática de conodontos

En el apartado que sigue se han omitido las descripciones de los distintos taxones identificados, por ser todos ellos bien conocidos y existir abundante información acerca de los rasgos morfológicos que permiten caracterizarlos. En el mismo sentido, en la lista de sinónimos se incluyen las publicaciones más relevantes o actualizadas que refieren descripciones y/o ilustraciones de elementos comparables, donde se analiza su variabilidad intraespecífica. En el epígrafe «Observaciones» se evalúan las características y variaciones morfológicas de los elementos conodontales estudiados, en relación con formas similares documentadas en el dominio nord-gondwaniense.

La procedencia del material estudiado, así como la abundancia relativa de elementos conodontales, en cada una de las localidades y muestras investigadas, está reflejada en la Tabla I.

Para las categorías supragenéricas se ha adoptado la clasificación de Sweet (1988); de igual modo, el orden que se sigue en el tratamiento de los taxones responde al esquema filogenético propuesto por este autor.

La colección de conodontos se halla depositada en el Departamento de Paleontología (Facultad de Ciencias Geológicas) de la Universidad Complutense de Madrid.

Orden BELODELLIDA? Sweet, 1988

Familia ANSELLIDAE? Fähræus y Hunter, 1985

Género *Hamarodus* Viira, 1974

Especie tipo: *Distomodus europaeus* Serpagli, 1967.

Hamarodus europaeus (Serpagli, 1967)

- ?1964 *Neoprioniodus brevirameus* Walliser, pág. 47, lám. 4, fig. 5; lám. 29, fig. 5-10.
- *1967 *Distomodus europaeus* Serpagli, pág. 64, lám. 14, fig. 1-6; elemento Pb (?).
- 1967 *Oistodus niger* Serpagli, pág. 79, lám. 20, fig. 1-7; elemento M.
- 1976 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Dzik, pág. 435, fig. 36; multielemental (con sinonimia).
- 1980 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Orchard, pág. 21, lám. 4, fig. 22, 25, 29-31; multielemental (con sinonimia).
- 1984 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Chen y Zhang, lám. 1, fig. 21-25; multielemental.
- 1985 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Bergström y Orchard, lám. 25, fig. 4, 7, 12; multielemental.
- 1991 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti y Serpagli, lám. 2, fig. 1-6; multielemental.
- 1993 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Sarmiento, pág. 237, lám. 2, fig. 3; lám. 3, fig. 5, 10; lám. 11, fig. 1-15.
- 1994 *Hamarodus brevirameus* (Walliser) - Dzik, pág. 11, lám. 24, fig. 14-19; Fig. 31a.
- 1996 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Armstrong *et al.*, pág. 16-17, Fig. 9.5-9.6; multielemental.
- 1997 *Hamarodus brevirameus* (Walliser) - Nowlan *et al.*, pág. 1533, lám. 1, fig. 18-19.
- 1997 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti y Barnes, pág. 22-23, lám. 3, fig. 1-14; multielemental.
- 1998 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti *et al.* (1998a), lám. 4.1.2, fig. 1-9; multielemental.
- 1998 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti *et al.* (1998b), lám. 3.1.3, fig. 1-10; multielemental.
- 1998 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti, pág. 129, lám. 1, fig. 11-17; multielemental.

Observaciones: De esta especie multielemental, tan sólo dos elementos M se hallan presentes en la asociación estudiada de un canto en la Formación Rozadais (CCB-III/6) y la cali-

za del Trigal (localidad TR-XX). También se encuentra escasamente representada en otros registros del Ashgill del centro-sur de España. En nuestras colecciones de la Zona Centroibérica (Formación Caliza Urbana) y de Ossa Morena (Formación Caliza de Pelmatozoos), así como en la Cordillera Ibérica (Formación Caliza de Cistoideos: Carls, 1975), y en la «Calcaire des Vaux» de Normandía (Weyant *et al.*, 1977), se limitan a elementos M y S, con una mayor abundancia relativa del primero de ellos.

En relación a la posible sinonimia de *Hamarodus brevirameus* (Walliser) con respecto a esta especie, sobre la que tendría además prioridad nomenclatorial (Dzik, 1994), somos prudentes en tanto no logremos encontrar morfotipos Sb, semejantes al definitorio de «*N. brevirameus*», entre las asociaciones ibéricas.

Hamarodus europaeus tiene una amplia distribución en el Caradoc y Ashgill de Europa continental e insular, y parece representado también en el Ordovícico tardío de los Apalaches canadienses. En el sur de China, la especie caracteriza una biozona homónima que abarca gran parte del Caradoc.

Orden PROTOPANDERODONTIDA Sweet, 1988

Familia PROTOPANDERODONTIDAE Lindström, 1970

Género *Scabbardella* Orchard, 1980

Especie tipo: *Drepanodus altipes* Henningsmoen, 1948.

Scabbardella altipes (Henningsmoen, 1948)
(Lám. 2, fig. 6-8)

- *1948 *Drepanodus altipes* Henningsmoen, pág. 420, lám. 25, fig. 14.
- v1980 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Orchard, pág. 25, Fig. 4c; lám. 5, fig. 2-5, 7-8, 12, 14, 18, 20, 23-24, 28, 30, 33, 35.
- 1983 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Nowlan, pág. 668, lám. 1, fig. 6-7, 11-14.
- 1984 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Chen y Zhang, pág. 131, lám. 2, fig. 29-30.
- 1988 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Nowlan *et al.*, pág. 34-37; lám. 16, fig. 7-20; lám. 17, fig. 1-3, 5-6, 8-9.
- 1991 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti y Serpagli, lám. 1, fig. 12-14.
- 1992 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Bergström y Massa, pág. 1339-1340, lám. 1, fig. 1, 3-4.
- 1993 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Sarmiento, pág. 243, lám. 1, fig. 3-4, 6; lám. 3, fig. 9; lám. 12, fig. 1-18; lám. 13, fig. 1-22; lám. 14, fig. 1-15, 17, 19, 23; lám. 27, fig. 8; lám. 30, fig. 3.
- 1994 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Dzik, pág. 64, Fig. 6e; lám. 11, fig. 36-39.
- 1996 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Armstrong *et al.*, pág. 17, 19, Fig. 5.1-5.6; multielemental.
- 1997 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Nowlan *et al.*, lám. 2, fig. 21-22.
- 1997 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti y Barnes, pág. 34, lám. 1, fig. 17-22.

- 1998 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti *et al.* (1998a), lám. 4.1.1, fig. 16-18.
 1998 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti *et al.* (1998b), lám. 3.1.3, fig. 20-22.
 1998 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti, pág. 132, lám. 2, fig. 10-12.

Observaciones: Para la identificación de los elementos que integran el aparato conodontal de esta especie hemos adoptado el criterio y la notación propuestos por Nowlan *et al.* (1988). Los elementos de la primera serie de transición (a, b, c) son escasos pero se hallan bien conservados, en tanto que los de la segunda serie de transición (e-1, e-2, e-3) son más frecuentes, pero por sus características morfológicas (base elongada y cavidad basal profunda) suelen ser elementos muy delicados y susceptibles de deformaciones plásticas. Esto último, si bien no plantea problemas en cuanto a la asignación específica, suele dificultar su adscripción a una determinada categoría morfológica.

Scabbardella altipes se cita en numerosas localidades del Ordovícico Superior de Europa, América del Norte y en Libia; en el Ordovícico Medio de Nanjing (China) y en el Ordovícico Medio-Superior de Malasia. En la Península Ibérica se ha documentado en materiales del Ashgill (Biozona de *A. ordovicicus*) en un gran número de localidades del Macizo Hespérico, en las Cadenas Costeras Catalanas y en el Pirineo Oriental. En el presente trabajo, hemos identificado la especie en cantos calcáreos englobados en la Formación Rozadais (puntos CCB-II y CCB-III), así como en las muestras analizadas de las «calizas del Trigal» (localidades CD-I, PDF-I y TR-XX).

Orden PANDERODONTIDA Sweet, 1988
 Familia PANDERODONTIDAE Lindström, 1970
 Género *Panderodus* Ethington, 1959

Especie tipo: *Paltodus unicostatus* Branson y Mehl, 1933

Panderodus gracilis (Branson y Mehl, 1933)
 (Lám. 2, fig. 9-11)

- *1933 *Paltodus gracilis* Branson y Mehl, pág. 108, lám. 8, fig. 20-21.
 v1980 *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl) - Orchard, pág. 23, Fig. 4B, lám. 3, fig. 1-2, 8, 10-11, 14-15, 19, 22-23, 26, 32.
 1981 *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl) - Nowlan y Barnes, pág. 16, lám. 6, fig. 20, 23, 27 (con sinonimia hasta 1977).
 1981 *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl) - McCracken y Barnes, pág. 85-86, lám. 1, fig. 1-12, 15 (con sinonimia hasta 1981).
 v1993 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Sarmiento, pág. 265, lám. 15, fig. 1-7, 14; lám. 27, fig. 6-7, 10.
 1997 *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl) - Nowlan *et al.*, lám. 1, fig. 22-23; lám. 3, fig. 22, 24.
 1998 *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl) - Ferretti *et al.* (1998a), lám. 4.1.2, fig. 12-13.
 1998 *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl) - Ferretti *et al.* (1998b), lám. 3.1.2, fig. 14-15.

- ?1999 *Panderodus sulcatus* (Fahraeus) - Sarmiento *et al.*, lám. 1, fig. 10.

Observaciones: Se atribuyen a este taxón una docena de ejemplares provenientes de los cantos calcáreos de la Fm. Rozadais (localidades CCB-II y CCB-III). A ellos se aplica, con reservas, la terminología descriptiva propuesta por Sansom *et al.* (1994), por cuanto los elementos se encuentran ligeramente deformados y su número es tan reducido que no es posible intentar una reconstrucción fiable de este aparato. Además, incluimos con dudas en esta especie multielemental, un elemento de tipo falciforme que previamente fue atribuido a *Panderodus sulcatus* (Fahraeus) por Sarmiento *et al.* (1999). Esta reasignación se fundamenta en el hecho de que los elementos de tipo graciliforme de ambas especies son muy similares, pero *P. sulcatus* es una forma más antigua, cuyo apogeo se sitúa en el Ordovícico Medio de Suecia (Fahraeus, 1966; Löfgren, 1978) y en el Caradoc temprano de los Montes Holy Cross (Dzik, 1994), en tanto que *P. gracilis* es la especie predominante en el Ordovícico Superior.

P. gracilis es una especie cosmopolita reconocida desde el Ordovícico Medio, y particularmente abundante en el Ordovícico Superior. Nowlan *et al.* (1988) mencionan la presencia de elementos de este taxón en el Silúrico basal de Canadá. En la Península Ibérica se registra en materiales correspondientes a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (Macizo Hespérico y Pirineo oriental). Por otra parte, en todas las asociaciones de conodontos del Ordovícico Superior nord-gondwaniense se menciona la presencia del género *Panderodus*, pero siempre como un componente muy minoritario de las mismas.

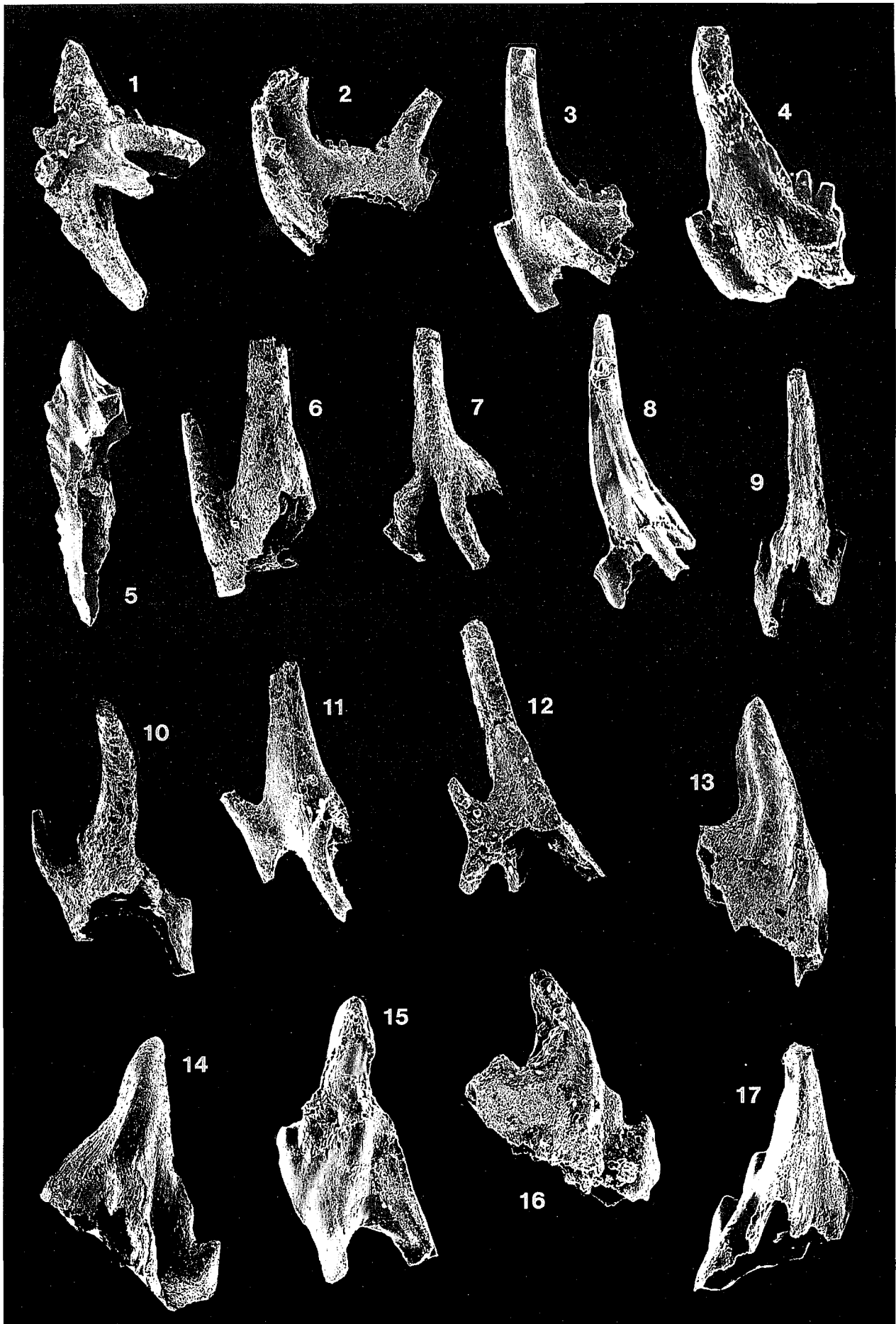
Orden PRIONIODONTIDA Dzik, 1976
 Familia BALOGNATHIDAE Hass, 1959
 Género *Amorphognathus* Branson y Mehl, 1933

Especie tipo: *Amorphognathus ordovicica* Branson y Mehl, 1933

Amorphognathus ordovicicus Branson y Mehl, 1933
 (Lám. 1, fig. 1-4)

- 1933 *Phragmodus delicatus* Branson y Mehl, pág. 123, lám. 10, fig. 22; elemento Sc.

Lámina 1.- 1-4, *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl: 1, elemento Pb en vista lateral externa, CCB-III/3-2853, x 140; 2, elemento Sa en vista lateral, CCB-III/5-2845, x 250; 3, elemento Sb en vista antero-lateral, CCB-III/5-2848, x 240; 4, elemento Sb en vista antero-lateral, CCB-III/3-4327, x 300. 5, *Amorphognathus* sp., elemento Pb en vista lateral externa, CCB-II-4328, x 120. 6-17, *Sagittodontina robusta* Knüpf: 6, elemento M en vista posterior, CCB-III/3-2854, x 220; 7, elemento Sb? en vista antero-lateral, CCB-I-2846, x 190; 8, elemento Sb en vista lateral externa, CCB-III/7-4329, x 220; 9, elemento Sa deformado, vista posterior, CCB-III/3-2840, x 180; 10, elemento Sb deformado en vista posterior, CCB-III/4-2843, x 210; 11, elemento Sb en vista lateral externa, CCB-II-6714, x 200; 12, elemento Sd en vista posterior oblicua, CCB-III/3-2852, x 220; 13, elemento Pa? en vista lateral oblicua, CCB-III/4-2841, x 240; 14, elemento Pa en vista lateral, CCB-III/5-2847, x 160; 15, elemento Pa? deformado en vista antero-lateral, CCB-II-4320, x 170; 16, elemento Pa en vista lateral, CCB-III/5-2847, x 180; 17, elemento Pa en vista posterior oblicua, CCB-II-4321, x 240.



- *1933 *Amorphognathus ordovicica* Branson and Mehl, pág. 127, lám. 10, fig. 38; elemento Pa.
- 1933 *Ambalodus triangularis* Branson and Mehl, pág. 128, lám. 10, fig. 35-37; elemento Pb.
- 1953 *Trichonodella inclinata* Rhodes, pág. 315, lám. 22, fig. 176-177, 186; elemento Sa.
- 1955 *Rosagnathus superbus* Rhodes, pág. 129, lám. 7, fig. 1-4; elemento Sd.
- 1955 *Keislognathus gracilis* Rhodes, pág. 131, lám. 7, fig. 7-8; lám. 10, fig. 13-16; elemento Sb.
- 1959 *Goniodontus superbus* Ethington, pág. 278, lám. 40, fig. 1-2; elemento M.
- 1971 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Bergström, pág. 134-135, lám. 2, fig. 6-7; multielemental.
- 1977 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Lindström en Ziegler (ed.), pág. 35-40; multielemental (con sinonimias anteriores).
- v1980 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Orchard, pág. 16, lám. 4, fig. 1-13, 17-18; multielemental.
- v1981 *Amorphognathus ordovicicus* Branson et Mehl - Weyant en Paris *et al.*, pág. 19-20, lám. 1, fig. 1-13; lám. 3, fig. 4, 6, 8-9; multielemental.
- 1981 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Nowlan y Barnes, pág. 9-10; multielemental.
- 1983 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Nowlan, pág. 660-662, lám. 2, fig. 16-17, 22, 25-27; multielemental.
- 1985 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Savage y Bassett, pág. 691-692, lám. 84, fig. 1-21; lám. 85, fig. 1-26; lám. 86, fig. 1-13; multielemental.
- 1990 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Uyeno, pág. 55, lám. 1, fig. 1-7; multielemental.
- 1991 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Ferretti y Serpagli, lám. 1, fig. 1-9; multielemental.
- 1993 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento, pág. 284, lám. 1, fig. 7, 9; lám. 2, fig. 2, 6; lám. 3, fig. 3; lám. 16, fig. 1-17; lám. 17, fig. 1-16; lám. 18, fig. 1-20; lám. 23, fig. 5; lám. 25, fig. 5; lám. 27, fig. 1-4; con amplia sinonimia multielemental.
- ?1994 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Dzik, pág. 94, lám. 23, fig. 6-12; lám. 24, fig. 20?; Fig. 21c, 22.
- p1996 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Armstrong *et al.*, pág. 16, Fig. 6: 1-2, 5-6, 8, 11-12, 23, 26, 27, 29, 30; multielemental.
- 1997 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Ferretti y Barnes, pág. 26, 28, lám. 1, fig. 1-15; multielemental.
- 1998 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Ferretti *et al.* (1998a), lám. 4.1.1, fig. 1-9; multielemental.

- 1998 *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl - Ferretti *et al.* (1998b), lám. 3.1.2, fig. 6-8; multielemental.

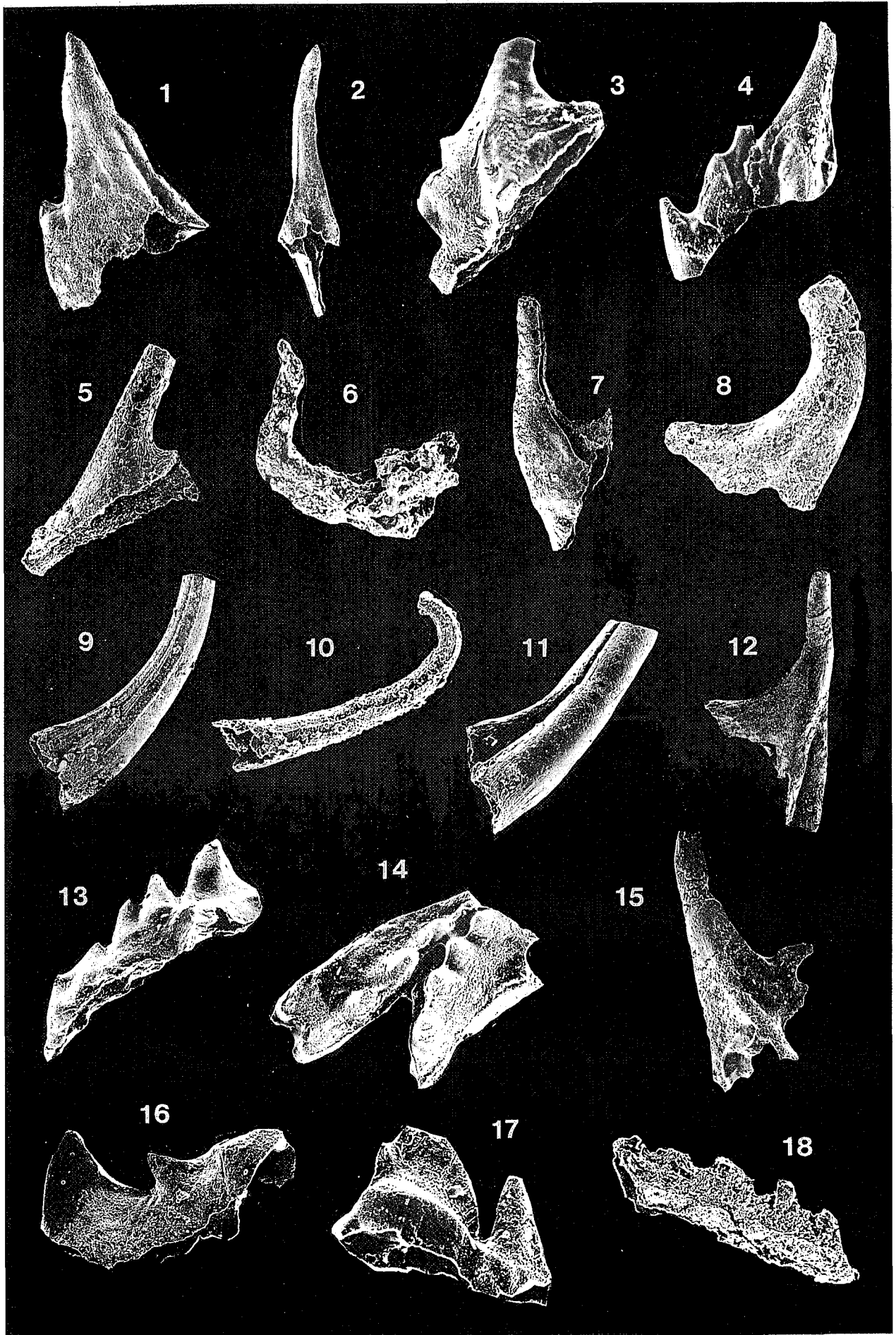
Observaciones: Los seis elementos que integran esta especie multielemental están presentes, aunque en número muy reducido, en los cantos calcáreos de la Formación Rozadais (puntos CCB-I, CCB-II y CCB-III). Del elemento Pa sólo se han recuperado ejemplares incompletos, lo cual es un hecho frecuente en las colecciones ibéricas, posiblemente debido a la morfología que caracteriza a este elemento, a las condiciones del medio de sedimentación de los materiales en los que se encuentra, y también a la historia postdeposicional de los mismos.

Armstrong *et al.* (1996) proponen para la especie una nueva reconstrucción multielemental, fundada en ejemplares británicos procedentes del Grupo Dent (Cumbria). Según estos autores, el plan prionodóntido de *A. ordovicicus* incluiría por lo menos tres morfotipos pectiniformes, y un número de morfotipos ramiformes mayor que el originariamente considerado por Bergström (1971) para la especie. Al morfotipo que ocupa la posición Pb en el esquema multielemental de este último autor, Armstrong *et al.* (1996) lo sitúan en el lugar de los Pc en los aparatos de este tipo, a la vez que introducen como Pb a un nuevo morfotipo, que si bien no hemos registrado en las asociaciones del noroeste de España, sí está presente en materiales de la Biozona de *A. ordovicicus* de otras localidades ibéricas. Tales elementos fueron atribuidos por Sarmiento (1993) a *A. aff. ordovicicus*, en tanto que Ferretti y Barnes (1997) reúnen algunos elementos de morfología similar, procedentes del Kalkbank de Thuringia, como *Amorphognathus?* sp.

En este trabajo mantenemos el modelo de aparato y notación de Bergström (1971), ya que no disponemos de material ni de criterios suficientes para verificar la reconstrucción alternativa propuesta por Armstrong *et al.* (1996).

La Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* abarca la práctica totalidad del Ashgill (Barnes, 1992). La aparición de la especie en el Onniense (Caradoc terminal), postulada a partir de escasos hallazgos puntuales, ha sido cuestionada recientemente (Armstrong *et al.*, 1996, con referencias previas).

Lámina 2.- 1-5, *Sagittodontina robusta* Knüpf: 1, elemento Pa? en vista lateral, CCB-III/5-2890, x 200; 2, elemento S? en vista postero-lateral, CCB-II-4317, x 190; 3, elemento Pb? en vista lateral externa, CCB-III/3-4326, x 360; 4, elemento Pa en vista lateral, CCB-III/5-4339, x 220; 5, fragmento de un elemento S?, CCB-III/3, x 420. **6-8, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen):** 6, elemento e, CCB-III/5-7677, x 100; 7, elemento a, en vista lateral, CCB-III/3-2855, x 140; 8, elemento a?, PDF-I-188N, x 180. **9-11, *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl):** 9, elemento arcuatiforme en vista lateral, CCB-III/3-2853, x 140; 10, elemento graciliforme, CCB-II-4381, x 190; 11, elemento graciliforme?, vista lateral, CCB-II-6793, x 100. **12, 15: *Icriodella* sp.:** 12, elemento Pb en vista lateral, CCB-III/5-2844, x 140; 15, elemento Pb deformado, vista lateral oblicua, CCB-III/5-2849, x 170. **13-14, 16-17, *Sagittodontina* sp.:** 13, elemento Pa?, vista lateral, CCB-III/5-4326, x 130; 14, elemento Pa (plataforma bifurcada), vista superior oblicua, CCB-II-4321, x 120; 16, fragmento de elemento Pa?, vista lateral, CCB-III/3-2856, x 210; 17, fragmento de elemento P?, CCB-III/3-4325, x 260. **18, Fragmento indeterminado, PDF-I-189N, x 120.**



A. ordovicicus es una forma cosmopolita, que ha sido registrada en numerosas localidades de Europa, América del Norte, África y Asia. En la Península Ibérica esta especie es bien conocida en diversas unidades litoestratigráficas del Ashgill pre-Hirnantense del Macizo Hespérico: Formación Caliza Urbana, Caliza de Pelmatozoos, Formación Ferradosa y en los Pirineos orientales, en tanto que su identificación resulta algo dudosa en las Cadenas Costeras Catalanas.

Amorphognathus sp.

(Lám. 1, fig. 5)

?1997 «ambalodiform» element - Ferretti y Barnes, pág. 36 y 38, lám. 2, fig. 11-13.

Observaciones: Se adscriben al aparato de *Amorphognathus* dos elementos izquierdos incompletos que ocuparían la posición Pb, de las muestras CCB-II y RN-X. Estas formas difieren de aquellas de *A. ordovicicus* y *A. superbus* en la mayor longitud que exhibe el proceso anterior y en el hecho de que la cúspide y el proceso anterior están alineados sobre el mismo plano. Por otra parte, ellas se asemejan en su aspecto general a los ejemplares ilustrados por Ferretti y Barnes (1997, lám. 2, fig. 11-13), pero el ancho del proceso anterior es mayor y también sobre él aparece un conspicuo reborde basal que recorre el proceso longitudinalmente. La presencia de este reborde es muy característica de los elementos de *Amorphognathus* y también se observa en las formas homólogas de *Rhodesognathus*, pero descartamos la posible adscripción a este género por cuanto el proceso lateral tiene su origen en la región anterior de la cúspide, y no en el primer dentículo del proceso anterior como es característico de este último género.

Género *Sagittodontina* Knüpfer, 1967

Especie tipo: *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967

Observaciones: La diagnosis original del género está basada en el morfotaxón *Sagittodontina robusta* Knüpfer (1967, pág. 37-38) al que Dzik (1990, pág. 6) atribuye a una posición Pa en la reconstrucción del aparato. Por su parte, Bergström y Massa (1992, pág. 1339) señalan que el holotipo de «*Sagittodontina robusta*» Knüpfer, la especie tipo de *Sagittodontina*, es un elemento Pb. Resulta difícil establecer con exactitud, sobre la base del material ilustrado por Knüpfer (1967), la morfología de los elementos Pa y Pb por cuanto los ejemplares están fragmentados en grado variable. No obstante, parece poco probable que el genotipo de Knüpfer (1967, lám. 8, fig. 3-4) pueda corresponder a la posición Pb ya que el proceso antero-lateral es apenas perceptible, aún cuando se mencione su presencia en la diagnosis original. Además, la cavidad basal del proceso anterior es muy estrecha en relación con la que presentan los elementos Pb ilustrados por Bergström y Massa (1992, lám. 1, fig. 9) y Ferretti y Barnes (1997, lám. 4, fig. 5-7). En consecuencia, parece más verosímil la adscripción de *Ambalodus triangularis indentatus* Rhodes de Knüpfer (1967, lám. 9, fig. 1) a la posición Pb tal como lo propone Dzik (1990, pág. 6), en

especial si se observa la amplitud de la cavidad basal por debajo del proceso anterior y el ángulo que forman el margen superior del proceso posterior con el borde posterior de la cúspide.

La primera ilustración de elementos Pa y Pb completos fue proporcionada por Bergström (1983, Fig. 4A), con material procedente del subsuelo de Libia, figurado más tarde por Bergström y Massa (1992, lám. 1, fig. 9, 13-14). Por su parte, Dzik (1990, Fig. 2, 3C) ilustró elementos Pb de *S. bifurcata* Knüpfer y *S. aff. bifurcata* en los que claramente se observa que el proceso antero-lateral se origina en el primer dentículo del proceso anterior y no a partir de una expansión de la cúspide como ocurre en los elementos Pb de Libia (Bergström; 1983, Fig. 4A; Bergström y Massa, 1992, lám. 1, fig. 9). En igual sentido, Ferretti y Barnes (1997, lám. 1, fig. 5-7) ilustran elementos Pb en los cuales el proceso lateral tiene su origen en la cúspide, pero en una posición muy basal de la misma. Por otra parte, en los ejemplares de estos últimos autores, al igual que en los figurados por Dzik (1990, 1994), es notoria la presencia de un reborde basal que recorre todo el elemento, el cual es apenas perceptible en el material de Libia.

En las asociaciones de conodontos del Ordovícico Superior de la Península Ibérica en las que hemos registrado *Sagittodontina* (Sarmiento, 1993), el número de elementos Pb es muy reducido frente a la abundancia relativa de elementos Pa. Un hecho similar puede observarse en la asociación de conodontos provenientes de la Formación de Rosan del oeste de Francia, descrita e ilustrada por Weyant (en Paris *et al.*, 1981).

La interpretación del elemento Pa no plantea mayores dificultades, pero sí resulta llamativo que en la sinonimia del mismo se hayan incluido tantas formas fragmentadas; en nuestra opinión todas ellas poseen en común una cúspide más o menos robusta sobre la que se insinúan, en una posición cercana a su ápice, abultamientos longitudinales que se resuelven distalmente como procesos. Utilizando este criterio hemos seguido la sinonimia propuesta por Dzik (1990).

Por otra parte, resulta de interés destacar la semejanza existente entre *Sagittodontina robusta* (= *S. bifurcata*) y *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield). Esta similitud fue observada y comentada por Bergström y Massa (1992) y aceptada como identidad por Dzik (1994, pág. 88) al incluir este último taxón como un sinónimo posterior de *S. robusta*. Se plantea nuevamente aquí nuestra duda con respecto a la identificación de los elementos Pa y Pb de esta última especie. De acuerdo con el criterio que hemos adoptado, los elementos Pb (al parecer incompletos) de *N. girardeauensis* descritos e ilustrados por McCracken y Barnes (1982, pág. 1478 y 1480, lám. 2, fig. 5-12), son muy similares a los que ocupan la posición Pa en *S. robusta*. Esta semejanza resulta sorprendente al comparar los ejemplares de *N. girardeauensis* ilustrados por Barrick (en Amsden y Barrick, 1986: lám. 7, fig. 6, 11-12, 14-16) provenientes de las formaciones Keel y Cason del sur de Oklahoma y norte de Arkansas respectivamente, con el material original de Knüpfer (1967) sobre el que se basa *S. robusta*. También es un hecho notorio que Barrick (*op. cit.*) asigna los elementos prioniodontiformes con dudas a las posiciones Pa y Pb, manifestando así la misma incertidumbre en cuanto a la correcta posición de los mismos a

la que hicimos referencia en párrafos anteriores. Además, este autor señala que, asociados con los elementos típicos de *N. girardeauensis*, aparecen invariablemente dos tipos de elementos que reconoce como «Elemento A» y «Elemento B». El primero de ellos (Amsden y Barrick, 1986: lám. 7, fig. 7, 13) coincide con los morfotaxones «*Istorinus erectus*» e «*I. postdentatus*» de Knüpfer (1967). En relación al género *Istorinus* Knüpfer, debemos señalar que Dzik (1990) consideró estas formas como fragmentos de elementos de la primera serie de transición de *S. robusta*, en tanto que Bergström y Massa (1992, pág. 1338) interpretaron a *I. erectus* como una especie multielemental. Ferretti y Barnes (1997) adoptaron este último criterio y además reconocieron tres morfotipos principales en su colección de Turingia. Por nuestra parte, al no disponer de argumentos suficientes que nos permitan adoptar uno u otro criterio, hemos optado por incluir las formas que corresponden a la morfología de *Istorinus* con reservas en *S. robusta*, dejando constancia numérica de las mismas en la Tabla 1.

Bergström (1983, pág. 46, fig. 1 y 5) sugiere la posibilidad de que *Sagittodontina* se originara a partir del linaje de *Amorphognathus*, pero no descarta la posibilidad de que este taxón represente un linaje independiente que podría haber surgido a partir de un ancestro prioniodontáceo y cuya evolución fuese paralela a la de *Amorphognathus*. En este sentido, las elementos P ilustrados por Bergström y Massa (1992), recuerdan en sus rasgos generales a algunas formas tempranas de *Baltoniodus*. El elemento Pa de *Amorphognathus* presenta un desarrollo complejo aún en las primeras especies del linaje, en tanto que su homólogo en *Sagittodontina* es una forma relativamente simple, sobre cuyo proceso posterior expandido y bifurcado puede o no desarrollarse una segunda hilera de dentículos. En este sentido, en materiales del Dobrotivense superior del Macizo Hespérico hemos identificado un elemento Pa atribuido a *Baltoniodus*? sp. (Sarmiento, 1993), que tiene una gran semejanza con los elementos Pa de *S. robusta* reconocidos en materiales ordovícicos más modernos del mismo ámbito geográfico.

Con respecto a los elementos Pb, M y S de *Sagittodontina*, sí existe una estrecha correspondencia morfológica con los de *Amorphognathus*, pero la distinción entre ellos no ofrece dificultades aun cuando los ejemplares estén fragmentados.

Sagittodontina robusta Knüpfer, 1967
(Lám. 1, fig. 6-17; Lám. 2, fig. 1-5)

- *1967 *Sagittodontina robusta* Knüpfer, pág. 38, lám. 8, fig. 3-4; elemento Pa.
- 1967 *Sagittodontina separata* Knüpfer, pág. 38-39, lám. 8, fig. 5-7; elemento Pa.
- 1967 *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer, pág. 39-40, lám. 7, fig. 5; elemento Pa.
- 1967 *Sagittodontina unidentata* Knüpfer, pág. 39, lám. 8, fig. 1-2; elemento Pa.
- 1967 *Sagittodontus dentatus* Ethington - Knüpfer, pág. 37, lám. 7, fig. 6; elemento Pa.
- 1967 *Sagittodontus robustus robustus* Rhodes - Knüpfer, pág. 36-37, lám. 4, fig. 7, lám. 5, fig. 9; elemento Pa.

- 1967 *Sagittodontus robustus flammeus* Knüpfer, pág. 37, lám. 5, fig. 8; lám. 11, fig. 9-10; elemento Pa.
- 1967 *Ambalodus triangularis indentatus* Rhodes - Knüpfer, pág. 21, lám. 9, fig. 1; lám. 10, fig. 6; elemento Pb.
- 1967 *Goniodontus ordovicicus* Knüpfer, pág. 29, lám. 4, fig. 8-10; lám. 11, fig. 11; elemento M.
- 1967 *Goniodontus* n. sp. Knüpfer, pág. 29-30, lám. 4, fig. 13; elemento M.
- 1967 *Trichonodella* n. sp. Knüpfer, pág. 41, lám. 6, fig. 5-6; elemento Sa.
- 1967 *Acodus deltatus altior* Lindström - Knüpfer, pág. 17, lám. 4, fig. 2-6; elemento Sb.
- 1967 *Roundya gebersdorfi* Knüpfer, pág. 35-36, lám. 4, fig. 11-12; elemento Sb.
- 1967 *Strachanognathus thuringensis* Knüpfer, pág. 40, lám. 5, fig. 6; elemento Sb.
- 1967 *Zygognathus asymmetrica* Knüpfer, pág. 42-43, lám. 6, fig. 1-2; elemento Sb.
- 1967 *Zygognathus*? *atypica* Knüpfer, pág. 43, lám. 5, fig. 5, 7; elemento Sb.
- 1967 *Ligonodina*? sp. Knüpfer, pág. 33, lám. 4, fig. 14; elemento Sc.
- ?1967 *Istorinus erectus* Knüpfer, pág. 31, lám. 1, fig. 4-6; fragmento de elemento Sc (?).
- ?1967 *Istorinus postdentatus* Knüpfer, pág. 31-32, lám. 1, fig. 10; fragmento de elemento Sc (?).
- ?1967 *Istorinus recurvus* Knüpfer, pág. 32, lám. 1, fig. 7-8; fragmento de elemento Sc (?).
- ?1967 *Drepanodus cf. suberectus* (Branson y Mehl) - Knüpfer, pág. 1, fig. 11; fragmento de elemento Sc (?).
- ?1967 *Drepanodus disymmetricus* Knüpfer, pág. 26, lám. 2, fig. 1-3; fragmento de elemento S (?).
- ?1967 *Drepanodus humilis* Knüpfer, pág. 27, lám. 2, fig. 4-6; fragmento de elemento S (?).
- 1967 *Tripodontus compactus* Knüpfer, pág. 41-42, lám. 6, fig. 7-8; elemento Sd.
- 1967 *Tripodontus muelleri* Knüpfer, pág. 42, lám. 6, fig. 5-6; elemento Sd.
- 1967 *Distacodus stola* Lindström - Knüpfer, pág. 25, lám. 5, fig. 1-2; elemento Sd.
- v1981 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Weyant en Paris *et al.*, pág. 21, lám. 2, fig. 11; lám. 3, fig. 1-3, 5; lám. 4, fig. 1-2, 4, 6; elemento Pa.
- v1981 *Sagittodontina*? sp. Weyant en Paris *et al.*, pág. 22, lám. 2, fig. 12-13; lám. 4, fig. 3, 5, 7, 8; elemento Pa.
- v1981 *Trichonodella cf. asymmetrica* (Knüpfer) - Weyant en Paris *et al.*, pág. 22, lám. 2, fig. 4-5; lám. 3, fig. 7; elemento Sa-Sb (?).
- ?1982 *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield) - McCracken y Barnes, pág. 1480-1481, lám. 2, fig. 5-10, 12; multielemental.
- 1983 *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer - Bergström, Fig. 4A; multielemental.
- 1986 *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield) - Barrick en Amsden y Barrick, pág. 68, lám. 7, fig. 6-8, 11-16; multielemental.
- p1990 *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer - Dzik,

- pág. 6, Fig. 2A; multielemental (con sinonimia).
- 1990 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Fuchs, pág. 206, lám. 5, fig. 1-8; lám. 7, fig. 1; multielemental.
- 1992 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Bergström y Massa, pág. 1338, lám. 1, fig. 6-14, 17; multielemental (con sinonimia).
- v1993 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento, pág. 326, lám. 1, fig. 5; lám. 2, fig. 1, 5, 9-10; lám. 3, fig. 1-2, 6, 8; lám. 19, fig. 1-18; lám. 20, fig. 1-16; lám. 21, fig. 1-18; lám. 27, fig. 5; lám. 28, fig. 1, 3-6, 8-9, 11; lám. 29, figs. 1, 3, 6-7, 9-10.
- 1994 *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer - Dzik, pág. 88, lám. 22, fig. 7.
- 1997 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti y Barnes, pág. 30, 32, lám. 4, fig. 1-4, 5?, 6?, 7?, 8-23; multielemental (con sinonimia).
- 1998 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti *et al.* (1998a), lám. 4.1.2, fig. 15-17; multielemental.
- 1998 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti *et al.* (1998b), lám. 3.1.2, fig. 17-20; multielemental.

Observaciones: Todos los elementos que integran el aparato de esta especie, a excepción del Pb, están presentes en la colección estudiada, aunque son muy raros en las «calizas del Trigal». Como ocurre en la mayoría de las colecciones de conodontos del Ashgill del Macizo Hespérico, *S. robusta* es el taxón más abundante, con un neto predominio de los elementos Pa sobre los restantes asignados a su aparato.

Recientemente Ferretti y Barnes (1997) han aportado nueva información acerca de los conodontos del «Kalkbank» de la Formación Schmiedefeld de Turingia, pero en esta nueva colección no aparece ningún elemento Pa homólogo con el registro de la especie en Libia (Bergström y Massa, 1992). Por otra parte, los elementos Pb ilustrados en el trabajo más reciente son próximos a las formas interpretadas por Dzik (1990), si bien difieren de las Libia en varios aspectos que hemos comentado al realizar las observaciones sobre este género.

El empleo de dos nombres específicos (*S. bifurcata* y *S. robusta*) para designar a este único taxón, requiere unos comentarios adicionales, ya que ello pone de manifiesto que no se ha logrado aún definir con certeza la morfología tipo de los elementos de la categoría principal. Knüpfer (1967) creó el género con conodontos procedentes del Ashgill basal de Turingia, y seleccionó como especie tipo del mismo a *S. robusta*, atribuyéndole diversas morfoespecies. Bergström (1983) reconstruyó el aparato del género con material de Libia, asignándolo a *S. bifurcata*. En trabajos posteriores (Sweet y Bergström, 1984; Bergström y Massa, 1992), las mismas formas son referidas a *S. robusta*, sin aclarar las razones para tal reasignación específica. Dzik (1990) revisó por vez primera el material de Turingia y proporcionó mayores precisiones sobre la estructura del aparato oral del género, a la vez que incluyó en sinonimia todas las especies de Knüpfer (1967) con *S. bifurcata*. El morfotipo que parece más adecuado para

caracterizar esta especie multielemental es *S. bifurcata* s.f., pero teniendo en cuenta que *S. robusta* es la especie tipo del género, seguimos las normas establecidas por el Código de Nomenclatura Zoológica y el criterio que han empleado la mayoría de los autores al nombrar esta especie. Por otra parte, la dualidad de nombres específicos pone en evidencia la incertidumbre que existe en la identificación inequívoca de los elementos que ocupan la posición P en este aparato.

S. robusta es el taxón más característico del Ashgill pre-Hirnantense del norte de Gondwana y concurre en la definición de la Biofacies de *S. robusta* - *Scabbardella altipes* en el ámbito de la Provincia Mediterránea de conodontos (Sweet y Bergström, 1984). Esta biofacies exhibe una baja diversidad faunística y es típica de las regiones polares o subpolares en el Ordovícico. *Sagittodontina* ha sido identificada recientemente en la Formación Sholeshool de Withland, en el sur de Gales, lo que representa su primer hallazgo en la Provincia Británica de conodontos (Barnes *et al.*, 1998). Por otro lado, si asumimos que *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield) es un sinónimo posterior de *S. robusta*, el taxón estaría representado además en el Hirnantense de América del Norte, en áreas que, si bien no estuvieron emplazadas en latitudes elevadas, presentan una litología muy peculiar. En efecto, la mayoría de los hallazgos de *N. girardeauensis* provienen de localidades situadas en una amplia franja que se extiende desde Texas hasta la región de los Grandes Lagos y que constituye la Provincia Oolítica del «Midcontinent», cuya edad corresponde al intervalo Ordovícico tardío - Silúrico temprano. Según Amsden (en Amsden y Barrick, 1986), las calizas oolíticas se depositaron en medios someros durante un episodio regresivo, posiblemente relacionado con los cambios eustáticos que tuvieron lugar durante la glaciación hirnantense ocurrida en Gondwana.

Sagittodontina sp.

(Lám. 2, fig. 13-14, 16-17)

Observaciones: Se asignan a *Sagittodontina* sp. un conjunto de elementos procedentes de cantos calcáreos en la Formación Rozadaís (puntos CCB-II y CCB-III) y de la «caliza del trigal» (PDF-I), que podrían corresponder a las posiciones Pa y Pb, y tal vez S, del aparato oral de este género. Los ejemplares están fragmentados, pero todos ellos presentan algunos rasgos morfológicos (forma de la cúspide y de los dentículos, el carácter discreto de estos últimos, cavidad basal profunda y paredes delgadas) que nos inducen a relacionarlos con este género.

Familia ICRIODELLIDAE Sweet, 1988

Género *Icriodella* Rhodes, 1953

Especie tipo: *Icriodella superba* Rhodes, 1953

Icriodella sp.

(Lám. 2, fig. 12, 15)

Observaciones: Se atribuyen a este género dos únicos elementos Pb, uno de ellos bastante deformado, obtenidos

en un canto calcáreo de la Formación Rozadais (CCB-III/5). Los ejemplares difieren de las formas de *I. superba* presentes en la Formación Caliza Urbana y en los Bancos Mixtos del Macizo Hespérico meridional (Sarmiento, 1993). Estos últimos tienen un aspecto piramidal, sus caras son casi triangulares y la base es prácticamente indiferenciable de la cúspide, en tanto que en los ejemplares de *Icriodella* sp. del NO de España, la base es amplia y la cúspide elongada. Ambas peculiaridades morfológicas son semejantes a las que presenta un elemento Pb de *Icriodella* cf. *superba* ilustrado por Ferretti *et al.* (1998b: lám. 3.1,3, fig. 19), que proviene de la Biozona de *A. ordovicicus* del suroeste de Cerdeña (Italia).

Conclusiones

El hallazgo de diversas asociaciones de conodontos de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* en materiales calcáreos de las formaciones Casaio, La Aquiana y Rozadais, aporta nuevos elementos para la datación y correlación de la parte superior de la sucesión ordovícica, en la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica del Macizo Hespérico.

Desde el punto de vista paleontológico, se describen por vez primera para el noroeste peninsular las especies *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl), *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, *Amorphognathus* sp., *Sagittodontina robusta* Knüpfer, *Sagittodontina?* sp., *Icriodella* sp. y *Hamarodus europaeus* (Serpagli). Tales formas integran asociaciones típicas de la Biofacies de *Sagittodontina-Scabbardella*, propia de ambientes marinos someros emplazados en paleolatitudes elevadas, dentro de la Provincia Mediterránea de conodontos (Sweet y Bergström, 1984).

Se propone un modelo alternativo para interpretar el origen y modo de transporte de los cantos de caliza englobados en la Formación Rozadais, cuya edad Hirnantense se postula dentro de un ambiente glaciomarino. Las «calizas del Trigo» de la Formación Casaio, así como la Formación La Aquiana, son atribuidas en conjunto al Ashgill pre-Hirnantense, correlacionándose entre sí de un modo parcial y puntual. La Formación La Aquiana depositada en los domos del Caurel y de La Aquiana (área del umbral de Peñalba) se considera un área fuente posible, pero no exclusiva, para parte de los cantos de caliza dispersos en la Formación Rozadais, durante la etapa de emersión y erosión local vinculada con el descenso eustático de la glaciación fini-ordovícica. Sin embargo, tampoco puede descartarse una procedencia distinta, mucho más remota que el propio umbral de Peñalba, para gran parte de estos cantos calcáreos presentes en la Formación Rozadais, y que podrían haber experimentado un transporte interregional en el seno de hielos flotantes, estos últimos relacionados también con el periodo glacial fini-Ordovícico.

Los autores desean agradecer a D. Manuel Hacar Rodríguez (Madrid) por su ayuda material, apoyo inmaterial y lectura crítica del manuscrito; al Prof. Nils Spjeldnaes (Universidad de Oslo), por la identificación de los fósiles de briozoos y su opinión experta en relación con los aspectos paleoecológicos y paleoclimáticos; a los Prof. Peter Carls (Univ. de Braunschweig) y Enrique Martínez García (Univ. de Oviedo), por cedernos sus datos del punto TR-XX; al Dr. Daniel Arias (Univ. de Oviedo), por sus informaciones estratigráficas en el sinclinal del Caurel-Peñalba. Las fotografías fueron realizadas en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid. Este trabajo se inscribe en los proyectos PB94-1330 y PB96-0839 de la DGES, y sus resultados son también una contribución al Proyecto 410 del PICG (IUGS-UNESCO), así como al Proyecto «Iberia» del Programa EUROPROBE (European Science Foundation). La participación del primer autor fue posible gracias a una beca postdoctoral de la Comunidad de Madrid, que lleva por título «Aplicación de Conodontos en bioestratigrafía de alta resolución y geotermometría de materiales ordovícicos y silúricos de España» (1998-1999).

Bibliografía

- Abril Hurtado, J., Pliego Dones, D. y Rubio Navas, J. (1982): *Memoria explicativa de la Hoja nº 191 (Silván) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA)*. IGME, 56 p.
- Amsden, T.W. y Barrick, J.E. (1986): Late Ordovician-Early Silurian strata in the central United States and the Hirnantian Stage. *Oklahoma Geol. Surv. Bull.*, 139: 1-97.
- Apalategui, O., Abril Hurtado, J. y Rodríguez Fernández, L.R. (1981): *Memoria explicativa de la Hoja nº 190 (Barco de Valdeorras) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA)*. IGME, 44 p.
- Armstrong, H.A., Johnson, E.W. y Scott, R.W. (1996): Conodont biostratigraphy of the attenuated Dent Group (upper Ordovician) at Hartley Ground, Broughton in Furness, Cumbria, UK. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 51: 9-21.
- Barnes, C.R. (1992): The uppermost Series of the Ordovician System. En: *Global Perspectives on Ordovician Geology* (B.D. Webby y J.R. Laurie, eds.), Balkema, Rotterdam: 185-192.
- Barnes, C.R., Ferretti, A. y Serpagli, E. (1998): Upper Ordovician conodont faunas from south Wales. En: *ECOS VII Abstracts*, Bologna-Modena 1998 (G. Bagnoli, ed.), Tipografía Compositori Bologna: 9-10.
- Barros Lorenzo, J.C. (1989): Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco sur del Sinclinal de Truchas (Ourense-León, NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14: 93-116.
- Bergström, S.M. (1971): Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and Eastern North America. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 127: 83-157.
- Bergström, S.M. (1983): Biogeography, evolutionary relationships, and biostratigraphic significance of Ordovician platform conodonts. *Fossils and Strata*, 15: 35-58.
- Bergström, S.M. y Massa, D. (1992): Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Libya. En: *The Geology of Libya*, vol. IV (M.J. Salem, O.S. Hammuda y B.A. Eliagoubi, eds.). Elsevier: 1323-1342.
- Bergström, S.M. y Orchard, M.J. (1985): Conodonts of the Cambrian and Ordovician systems from the British Isles. En:

- A *Stratigraphical Index of Conodonts* (A.C. Higgins y R.L. Austin, eds.). Ellis Horwood Ltd., Chichester: 32-67.
- Branson, E.B. y Mehl, M.G. (1933): Conodont studies, nº 1-2. *Univ. Missouri Stud.*, 8: 1-167.
- Brenchley, P.J. (1984): Late Ordovician extinctions and their relationship to the Gondwana glaciation. En: *Fossils and Climate* (P.J. Brenchley, ed.). John Wiley and Sons: 291-315.
- Brenchley, P.J. y Marshall, J.D. (1996): The Upper Ordovician gondwanan glaciation -an anomalous glaciation?. *Correlac. Geol.*, 12: 234-235.
- Brenchley, P.J., Romano, M., Young, T.P. y Storch, P. (1991): Hirnantian glaciomarine diamictites- evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. En: *Advances in Ordovician Geology* (C.R. Barnes y S.H. Williams, eds.). *Geol. Surv. Canada, Pap.* 90-9: 325-336.
- Carls, P. (1975): The Ordovician of the eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (prov. Zaragoza, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 152: 127-146.
- Carter, R.M. (1975): A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, surry-flow, and flexoturbidites. *Earth-Sci. Rev.*, 11: 145-177.
- Chen, M. y Zhang, J. (1984): Middle Ordovician conodonts from Tangshan, Nanjing. *Act. Micropaleont. Sinica*, 1: 131-140.
- Dozy, J.J. (1983a): The Geology of the region to the Southeast of Lugo (N.W. Spain). *Leidse Geol. Med.*, 52: 513-524.
- Dozy, J.J. (1983b): La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). *Bol. Geol. Min.*, 94: 383-414.
- Dullo, W.-Ch. (1992): Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideen-Kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen. *Jb. Geol. B.A.*, 135: 317-333.
- Dzik, J. (1976): Remarks on the evolution of the Ordovician conodonts. *Acta Palaeont. Polon.*, 21: 395-455.
- Dzik, J. (1990): Conodont evolution in high latitudes of the Ordovician. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 117: 1-28.
- Dzik, J. (1994): Conodonts of the Mójca Limestone. En: *Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains* (J. Dzik, E. Olempska y A. Pisera, Comp.). *Palaeontologia Polonica*, 53: 43-128.
- Epstein, A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D. (1977): Conodont color alteration -an index to organic metamorphism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 995: 1-27.
- Ethington, R.L. (1959): Conodonts of the Ordovician Galena Formation. *J. Paleont.*, 33: 257-292.
- Fahraeus, L. (1966): Lower Viruan (Middle Ordovician) conodonts from the Gullhogen quarry, southern central Sweden. *Sver. Geol. Unders., Arsb.*, 60: 1-40.
- Ferretti, A. (1998): Late Ordovician conodonts from the Prague Basin, Bohemia. *Palaeontologia Polonica*, 58: 123-139.
- Ferretti, A. y Barnes, C.R. (1997): Upper Ordovician conodonts from the Kalkbank limestone of Thuringia, Germany. *Palaeontology*, 40: 15-42.
- Ferretti, A. y Serpagli, E. (1991): First record of Ordovician conodonts from the southwestern Sardinia. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 97: 27-34.
- Ferretti, A., Serpagli, E., Barca, S. y Leone, F. (1998a): Late Ordovician conodonts from Umbratutta between Donigala and Lago Mulargia. *Giorn. Geol.*, Ser. 3, 60 (Spec. Issue ECOS VII): 202-208.
- Ferretti, A., Serpagli, E., Hammann, W. y Leone, F. (1998b): Conodonts and biofacies from the Late Ordovician of Cannamenda (Bacu Abis). *Giorn. Geol.*, Ser. 3, 60 (Spec. Issue ECOS VII): 178-187.
- Fuchs, A. (1990): Bemerkungen zu Stratigraphie und Charakter der ordovizischen Conodontenfauna Thüringens. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1990: 193-214.
- Guillou, J.-J. (1969): Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Provinces de Lugo et d'Orense, Espagne). *Sci. Terre*, 14: 5-26.
- Guillou, J.-J. (1971): Quelques régularités dans la distribution de minéralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoïque Inférieur du géosynclinal Asturien. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 94: 21-37.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J. y Villas, E. (1997): Caracterización estratigráfica del Ordovícico Superior en el Manto de Mondoñedo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): primeras dataciones paleontológicas y correlación. En: *Resúmenes y Excursiones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional del Proyecto 351 del PICG* (A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco y L. Santos Fidalgo, eds.), A Coruña: 33-37.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I. y Villas, E. (1996a): Rasgos estratigráficos de la sucesión del Ordovícico Superior en Portilla de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, 20: 11-14.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I. y Arias, D. (1996b): Equinodermos ordovícicos del noroeste de España. En: *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología* (T. Palacios y R. Gozalo, eds.), Badajoz: 67-69.
- Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. (1997): Los materiales del Ordovícico y Silúrico de la región limítrofe entre los dominios del Caurel-Peñalba (Zona Asturoccidental-leonesa) y Truchas (flanco norte del antiformal del Olla de Sapo: Zona Centroibérica). En: *Resúmenes y Excursiones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional del Proyecto 351 del PICG* (A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco y L. Santos Fidalgo, eds.), A Coruña: 298-313.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Gómez Moreno, G. y Hacar Rodríguez, M. (1988): Revisión bioestratigráfica de la sucesión ordovícico-silúrica del sector meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa (prov. de Orense y León, NO. de España). *Resúmenes X Reunión Geol. Min. NW Peninsular*, O Castro: 36.
- Gutiérrez-Marco, J.C. y Robardet, M. (1991): Découverte de la zone à *Parakidograptus acuminatus* (base du Llandovery) dans le Silurien du Synclinorium de Truchas (Zone asturo-léonaise, Nord-Ouest de l'Espagne): conséquences stratigraphiques et paléogéographiques au passage Ordovicien-Silurien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, Sér. 2: 729-734.
- Guzmán del Pino, J.L., Velando Muñoz, F., Pérez-Estaún, A. y Rodríguez Fernández, L.R. (1982): *Memoria explicativa de la Hoja nº 158 (Ponferrada) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA)*. IGME, 31 p.
- Hacar Rodríguez, M.P. (1990): *Investigación de pizarras en la reserva estatal «Sinclinal de Truchas» (León)*. Memoria (con la colaboración de V. Rubio Úbeda, P. Villar Alonso, M. Castaño Menéndez y J.C. Barros Lorenzo). Informe interno ITGE: 1-96 (inérito).
- Hammann, W. (1992): The Ordovician trilobites from the Iberian Chains in the province of Aragón, NE-Spain. I. The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill Series). *Beringeria*, 6: 3-219.

- Hammann, W., Robardet, M. y Romano, M. (1982): The Ordovician system in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS*, Publ. No. 11: 1-47.
- Henningsmoen, G. (1948): The *Tretaspis* Series of the Kullatorp core. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 32: 374-432.
- Hernández Sampelayo, P. (1915): Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. España*, 36: 277-303.
- Hernández Sampelayo, P. (1932): Criadero del Incio (Galicia). *Primer Congr. Asoc. Ingen. Minas Noroeste España*, Gráficas Reunidas, Madrid: 213-245.
- Hernández Sampelayo, P. (1935): Criaderos de hierro de España. Tomo IV: Hierros de Galicia, Tomo III, fascículo 1º. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 42 (1): 1-373.
- Hernández Sampelayo, P. (1942): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España, Tomo II: El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 45 (1): 1-848.
- Iglesias Ponce de León, M. y González Lodeiro, F. (1981): *Memoria explicativa de la Hoja nº 156 (Monforte de Lemos) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA)*. IGME, 28 p.
- Iglesias Ponce de León, M. y Robardet, M. (1980): El Silúrico de Galicia Media (central). Su importancia en la paleogeografía varisca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 99-115.
- Julivert, M. y Truyols, J. (1972): La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 6: 241-243.
- Knüpfer, J. (1967): Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Gräfenenthaler Schichten) in Thüringen. *Freiberger Forsch.*, C220: 1-119.
- Leone, F., Ferretti, A., Hammann, W., Loi, A., Pillola, G.L. y Serpagli, E. (1998): Outline of the post-Sardic Ordovician sequence in South-western Sardinia. *Giorn. Geol.*, Ser. 3, 60 (Spec. Issue ECOS VII): 39-56.
- Lindström, M. (1984): The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks. En: *Aspects of the Ordovician System* (D.L. Bruton, ed.). *Palaeont. Contr. Univ. Oslo*, 295: 81-88.
- Löfgren, A. (1978): Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. *Fossils and Strata*, 13: 1-129.
- Marcos, A. (1973): Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol.*, Oviedo, 6: 1-113.
- Martin, H., Porada, H. y Walliser, O. (1985): Mixtite deposits of the Damara sequence, Namibia. Problems of interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 51: 159-196.
- Martínez Catalán, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2ª Ser., 2: 1-291.
- Martínez Catalán, J.R., Hacer Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, 81: 545-560.
- McCracken, A.D. y Barnes, C.R. (1981): Conodont biostratigraphy and paleoecology of the Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Québec, with special reference to the Late Ordovician-Early Silurian chronostratigraphy and the systemic boundary. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 329: 53-134.
- McCracken, A.D. y Barnes, C.R. (1982): Restudy of conodonts (Late Ordovician - Early Silurian) from the Edgewood Group, Clarksville, Missouri. *Can. J. Earth Sci.*, 19: 1474-1485.
- Matte, P. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Géol. Alpine*, 44: 152-270.
- Montesinos López, J.R. (1981a): El Ordovícico medio en el área de Cabo Peñas. Correlación con Cabo Vidrias. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 175-185.
- Montesinos López, J.R. (1981b): Las Pizarras de Luear (Ordovícico medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 187-193.
- Nollau, G. (1966): El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España). *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 88: 31-48.
- Nollau, G. (1968): Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada, Nordwest-Spanien. *Geotekt. Forsch.*, 27: 71-146.
- Nollau, G. (1969): Las calizas cambro-silúricas de la región limítrofe entre Galicia y León. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 53: 23-35.
- Nowlan, G.S. (1983): Biostratigraphic, paleogeographic, and tectonics implications of the Late Ordovician conodonts from the Grog Brook Group, northwestern New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 651-671.
- Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. (1981): Late Ordovician conodonts from the Vauréal Formation, Anticosti Island, Québec. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 329: 1-49.
- Nowlan, G.S., McCracken, A.D. y Chatterton, B.D.E. (1988): Conodonts from the Ordovician-Silurian strata, Whittaker Formation, McKenzie Mountains, Northwest Territories. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 373: 1-99.
- Nowlan, G.S., McCracken, A.D. y McLeod, M.J. (1997): Tectonic and paleogeographic significance of Late Ordovician conodonts in the Canadian Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, 34: 1521-1537.
- Orchard, M.J. (1980): Upper Ordovician conodonts from England and Wales. *Geologica et Palaeontologica*, 14: 9-44.
- Paris, F., Elaouad-Debbaj, Z., Jaglin, J.C., Massa, D. y Oulebsir, L. (1995): Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. En: *Ordovician Odyssey* (J.D. Cooper, M.L. Droser y S.C. Finney, eds.). *Pacif. Sect. Soc. Sedim. Geol.*, Book 77: 171-176.
- Paris, F., Pelhate, A. y Weyant, M. (1981): Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, coupe de Lostmarc'h (Finisterre, Massif Armoricain). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. mineral. Bretagne*, [C], 13: 15-35.
- Pérez-Estaún, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la Rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92: 1-151.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1990): West Asturian-Leonese Zone: Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, eds.). Springer Verlag: 92-102.
- Pérez-Estaún, A. y Marcos, A. (1981): La Formación Agüeira en el sinclinal de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la Zona Asturoccidental-Leonesa (NW de España). *Trab. Geol.*, Oviedo, 11: 135-145.
- Pérez-Estaún, A., Marquinez, J. y Ortega, E. (1980): La sucesión ordovícica y la estructura de la región de Silván (La Cabrera, León). *Brev. Geol. Asturica*, 24: 17-32.
- Pulgar, J.A., Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Vargas, I. y Ruiz, F. (1981): *Memoria explicativa de la Hoja nº 100 (Degaña) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA)*. IGME, 35 p.

- Rabu, D. (1977): *Le Paléozoïque du Bierzo (prov. de León- NW Espagne): Stratigraphie, Structure, Métallogénie*. Thèse du 3^e cycle, Univ. Rennes.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G. y Huebner, J.S. (1987): Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 471-479.
- Rhodes, F.H.T. (1953): Some British Lower Palaeozoic conodont faunas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, ser. B, 647: 261-334.
- Rhodes, F.H.T. (1955): The conodont fauna of the Keisley Limestone. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 111: 117-142.
- Riemer, W. (1963): Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 117: 273-285.
- Riemer, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 81: 7-20.
- Robardet, M. y Doré, F. (1988): The late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- Sansom, I.J., Armstrong, H.A. y Smith, M.P. (1994): The apparatus architecture of *Panderodus* and its implications for coniform conodont classification. *Palaeontology*, 37: 781-799.
- Sarmiento, G.N. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*: Tesis doctoral, Univ. Complutense Madrid, 598 p. (inédita).
- Sarmiento, G.N. y García-López, S. (1996): El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 112-123.
- Sarmiento, G.N., García-López, S. y Bastida, F. (1999): Conodont Colour Alteration Index (CAI) of Upper Ordovician Limestones from the Iberian Peninsula. *Geol. Minjb.*, 77: 77-92.
- Sarmiento, G., Gutiérrez-Marco, J.C., Hacer Rodríguez, M.P., Robardet, M. y Rábano, I. (1992): Hallazgo de conodontos en lutitas con cantos calizos del sinclínorio de Truchas (Ordovícico Superior, NO de España). *Publ. Mus. Geol. Extremadura*, 1: 131-132.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Lunar, R. y Martínez-Frías, J. (1995): El índice de color de alteración (CAI) de los conodontos: un geotermómetro alternativo en procesos hidrotermales de mineralización en el Macizo Hespérico. *Publ. Esp. Inst. Español Oceanogr.*, 18: 107-116.
- Savage, N.M. y Bassett, M.G. (1985): Caradoc-Ashgill conodont faunas from Wales and the Welsh Borderland. *Palaeontology*, 28: 679-713.
- Serpagli, E. (1967): Il conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 6: 30-111.
- Schallreuter, R. (1994): «Geschiebe» statt «glacial erratic boulder». *Archiv Geschiebek.*, Hamburg, 1: 621-624.
- Schallreuter, R. y Hinz-Schallreuter, I. (1998): Ein Geschiebe aus Armorica in Thüringer Lederschiefer (Ordoviz). *Archiv Geschiebek.*, Hamburg, 2: 323-360.
- Schermerhorn, L.J.G. (1974): Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial?. *Amer. J. Sci.*, 274: 673-824.
- Schermerhorn, L.J.G. (1975): Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials. En: *Ice Ages: ancient and modern* (A.E. Wright y F. Moseley, eds.). *Geol. J.*, spec. iss. 6: 241-274.
- Sweet, W.C. (1988): *The Conodonta: morphology, taxonomy, paleoecology and evolutionary history of a long-extinct animal phylum*. Oxford University Press, New York, 212 p.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. (1984): Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 196: 69-86.
- Truyols, J. y Julivert, M. (1983): El Silúrico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España*, Tomo I, (J.A. Comba, coord.). Inst. Geol. Min. España: 246-265.
- Uyeno, T.T. (1990): Biostratigraphy and conodont faunas of Upper Ordovician through Middle Devonian rocks, eastern Arctic Archipelago. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 401: 210 p.

Manuscrito recibido el 10 de Febrero de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 20 de Noviembre de 1999